

**Универзитет „Гоце Делчев“ Штип**  
**Факултет за природни и технички науки-Штип**

**Скрипта по предметот**  
**ОСНОВИ НА ГЕОФИЗИКА**

Д-р Марјан Делипетрев  
М-р Благица Донева

Штип  
2012

## Содржина

Вовед во геофизиката .....	2
1. ГРАВИМЕТРИЈА .....	4
ВОВЕД ВО ГРАВИМЕТРИЈАТА .....	5
2. ЗЕМЈА И ГРАВИТАЦИЈА.....	6
2.1. Форма на Земјата и нејзината внатрешна градба .....	6
2.2. Гравитационо поле на Земјата.....	9
2.2.1. Сила на привлекување (гравитациона сила) .....	10
2.2.2. Центрифугална сила .....	11
2.2.3. Потенцијал на силата на тежата .....	12
2.3. Нормална вредност на силата на тежата .....	13
2.3.1. Нормални вредности на градиентот на силата на тежата .....	14
2.3.2. Варијации на силата на тежата со времето.....	15
2.4. Редукција на силата на тежата .....	20
2.4.1. Поправка за висина и редукција за слободен воздух .....	25
2.4.2. Поправка за слој и Бугеова редукција.....	27
2.4.3. Поправка за влијанието на релјефот (топографска поправка).....	30
2.5. Регионални и локални аномалии на силата на тежата.....	34
3. ГЕОМАГНЕТИЗАМ.....	37
ВОВЕД ВО ГЕОМАГНЕТИЗМОТ.....	38
4. ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА .....	40
4.1. Елементи на геомагнетното поле.....	40
4.2. Геомагнетни карти.....	44
4.3. Гаусова метода на анализа на магнетното поле на Земјата.....	59
4.4. Варијации на магнетното поле на Земјата .....	70

## Вовед во геофизиката

Геофизиката е наука за проучување на физичките полиња на Земјата. Всушност и самиот збор е кованица од два збора: Гео - што значи земја и физика. Геофизиката, главно, може да се подели на два дела

1. фундаментална и
2. апликативна (геофизички методи).

Фундаменталната геофизика се занимава со пратење и изучување на геофизичките полиња, односно дефинирање на геофизичките полиња во просторот и времето. Познавањето на овие полиња овозможува подобро да се запознае како внатрешната градба на Земјата, така хидросферата и атмосферата.

Перманентното пратење на геофизичките полиња и геофизичките методи даваат можност за откривање на некои елементи од историскиот развој на Земјата, формата и многу други својства на Земјата.

Геофизичките истражувања претставуваат вештина на примената на физичките науки, при проучувањето на структурата и составот на оние слоеви на Земјата кои се наоѓаат доволно плитко да можат да бидат експлоатирани или поради изучување на градбата на Земјата.

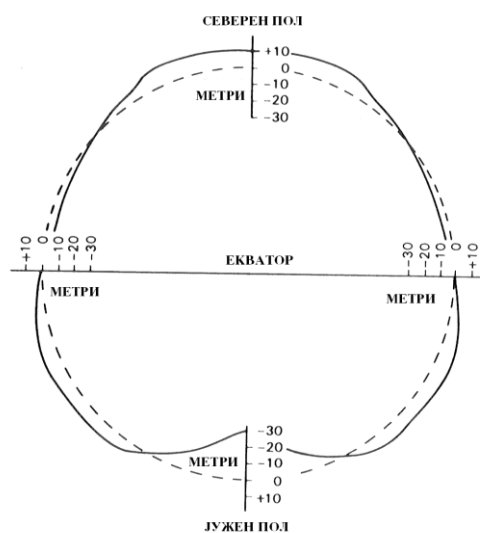
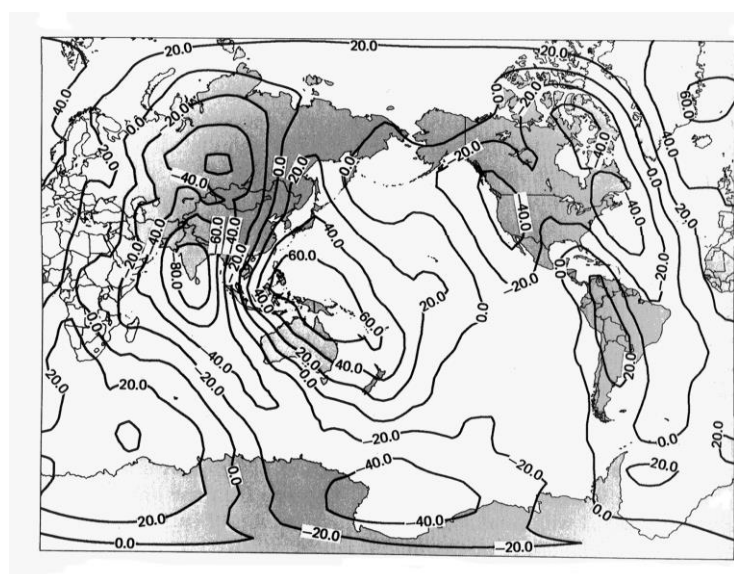
При дефинирањето на многу од основните закони и теории на современата физика и геофизика разработени во последниот век, не се мислело на нивната примена во економската геологија. Најголем број на потповршински структури може да биде потврден ако постојат мерливи варијации во овие структури. Пет главни геофизички методи тесно се поврзани за пет најчести физички особини, кои можат да се определат на Земјината површина и тоа:

1. Магнетичност;
2. Густина;
3. Електрична проводливост;
4. Топлина и
5. Радиоактивност.

Овие особини респективно можат да се истражуваат со примена на магнетни, гравиметриски, електрични и сеизмички методи. Некогаш саканиот резултат може да се постигне индиректно ако минералот кој се истражува не поседува особини кои можат да се мерат на Земјината површина, може да се истражува некое друго тело кое има такви особини, а кое парагенетски е врзано со она кое нас не интересира (пр. високо магнетичен магнетит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  кој е парагенетски врзан со златото  $\text{Au}$ , во алувионот или геолошките структури кои стојат во врска со подземните води и сл.) (кои можат да се мерат).



# 1. ГРАВИМЕТРИЈА



## ВОВЕД ВО ГРАВИМЕТРИЈАТА

Проучувањето на гравитационото поле на Земјата има свои корени од времето кога Њутн го дефинирал законот за взаемно привлекување на масите. Основните проучувања на гравитационото поле се базираат врз мерењето на апсолутните вредности на забрзувањето на силата на Земјината тежа. Голем број гравиметриски мерења се извршени со цел да се проучи формата на Земјата. Извршени се гравиметриски истражувања за да се проучи плиткиот дел на Земјината кора, односно да се дефинираат структурите кои го градат овој простор, како и гравиметриски истражувања со цел барање минерални сировини.

На самиот почеток на XX век на просторот на Југоисточна Европа, на територијата на Србија (во Срем), од страна на Гавази е извршено мерење со торзиона вага, конструирана од Р. Етваш. Гавази (1913 година) прв дал геолошко толкување на резултатите добиени со мерењето.

Во средината на XX век се престанало со мерењата со торзиони ваги, а започнале да се користат гравиметри чија осетливост се изедначила со осетливоста на торзионите ваги. Примената на гравиметрите во истражувањата довела до голема ефикасност при самите мерења. Мерењата со гравиметри овозможиле многу детално да се запознае гравитационото поле на Земјата.

Во доменот на геофизичките испитувања, гравиметрите овозможиле, гравиметриските мерења да може да се применуваат во почетокот на испитувањето на геолошките структури перспективни за понатамошни истражувања на јагленоводороди, а подоцна и за испитување во процесот на барање на рудни наоѓалишта и решавање на бројни проблеми во областа на геолошките истражувања. Многу наоѓалишта на јагленоводороди се пронајдени врз база на гравиметриските испитувања. Треба да се каже дека и денес гравиметриските истражувања се претходница на сите други геофизички истражувања при барањето наоѓалишта на јагленоводороди. Постигнатите позитивни резултати остварени при истражувањето на наоѓалиштата на јагленоводороди, беа основа на гравиметриските мерења тие да се применуваат пошироко во сите домени на геологијата. Посебно успешни се гравиметриските

испитувања при проучувањето на структурните односи, но и при истражувањето на минерални сировини на: јаглен, железо, бакар, хром, сол и др.

Со посебни техники на микрогравиметриски испитувања, проучувани се и специјални масивни бетонски конструкции за детектирање на нехомогени (дефекти) во распоредот на бетонската маса. Исто така гравиметриските испитувања нашле своја примена и во решавањето на проблеми од археолошките испитувања. Последните децении од XX век развиени се техники на гравиметриски испитувања во дупчотините. Гравиметриските испитувања се изведуваат за изучување на формата на Земјата, односно, дефинирањето на отстапувањето на вертикалите, но тој аспект на гравиметриските истражувања не е предмет на оваа книга.

Треба да се нагласи дека гравиметриските испитувања се темелат исклучиво на мерење на разликите на забрзувањето на силата на тежата.

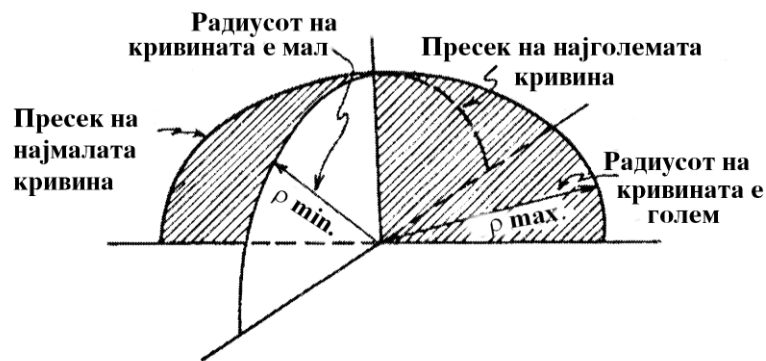
## **2. ЗЕМЈА И ГРАВИТАЦИЈА**

### **2.1. Форма на Земјата и нејзината внатрешна градба**

Гравитационото поле на Земјата, бидејќи Земјата е една од планетите на Сончевиот систем, зависи од нејзините димензии, внатрешната градба, нејзината положба во Сончевиот систем и ротацијата вдоль траекторијата на нејзината еклиптика, па и меѓусебното дејство на гравитационите сили со Сонцето и другите небески тела. Реално, на гравиметриското поле на Земјата, релевантно е само гравиметриското влијание на Сонцето и Месечината, што вообичаено се нарекува лунарно-соларно влијание.

Вообичаениот модел за Земјата како сфера која е изградена од централно јадро и низа сферни слоеви кои се централно симетрично распоредени, е само груба апроксимација. Јадрото на Земјата, неговиот внатрешен дел се понесува според законите на тврдо тело, додека надворешниот слој на јадрото се понесува според законите на флуидите. М. Миланковиќ, јадрото на Земјата го дефинирал како флуидно, а другите

слоеви ги нарекол флуидални, со цел да ја изрази нивната способност да се деформираат, единствено надворешниот слој, Земјината кора, е во цврста состојба.

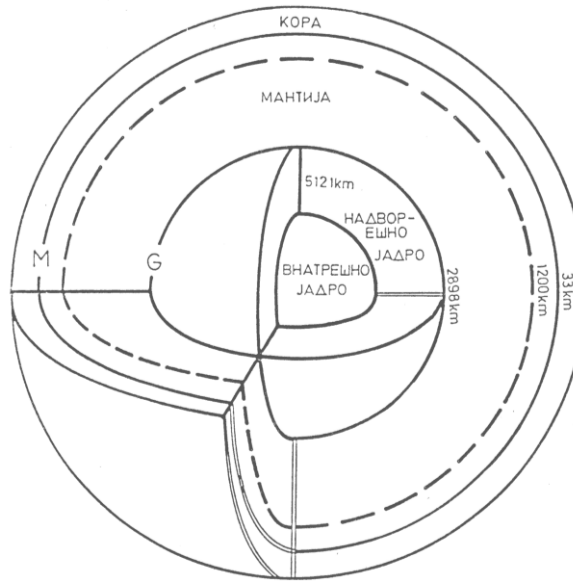


Сл. 2.1. Геоид

Бидејќи градбата на Земјата е изложена на дејството на центрифугалната сила и силата на привлекување, затоа и формата на Земјата се прилагодува според дејството на овие сили. Релативно малата дебелина на Земјината кора доведува до тоа битното влијание на формата на Земјата, да произлегува од нејзината внатрешна градба. Земјата адекватно може да се опише како геоид. На сл.2.1 е илустриран релативниот однос на геоидот во ротационен елипсоид (сфероид), како и отстапувањето на вертикалите, што претставува важен елемент при проучувањето на формата на Земјата и нејзината градба.

Геоидот има мали отстапувања во однос на референтниот ротационен сфероид, чија поголема полуоска ( $a$ ) е во рамнината на екваторот, а помалата полуоска ( $b$ ) вдоль оската на ротација.





Граници на геосферите:

M - Мохоровичиќев дисконтинуитет, граница помеѓу кората и внатрешната мантија,

--- граница помеѓу надворешната и внатрешната мантија

G - Гутенбергов дисконтинуитет, граница помеѓу мантијата и јадрото

## Сл. 2.2. Внатрешна градба на земјата, Земјини геосфери

Димензиите на полуоските на Хејфорд-овиот сфероид е:

$$a=6378.388 \text{ km} \quad (2.1)$$

$$b=6356.912 \text{ km} \quad (2.2)$$

а гравитационата сплеснатост е:

$$c = \frac{a-b}{a} = 0.008199189$$

$$e = \left(1 - \frac{b}{a^2}\right)^{1/2} = \frac{1}{297} \quad (2.3)$$

и ексцентрицитетот:

$$e = \sqrt{1 - \frac{b}{a^2}} = \frac{1}{297} \quad (2.4)$$

Земјата може да се претстави како сфера со радиус  $R = 6375 \text{ km}$ , и просечна густина  $\rho = 5,517 \text{ [g / cm}^3\text{]}$ . Внатрешната градба на Земјата е многу комплексна, но како прва апроксимација може да се претстави со серија на концентрични сфери. Волуменската густина, како и брзината на ширење на еластичните бранови имаат нагли (скоковити) промени на границите на овие сфери, меѓутоа и внатре во самите геосфери постојат постапни промени. На сл.2.2 е прикажан модел на градбата на Земјата, а во табелата 1 се наведени густините на одделните геосфери. Другите геофизички својства ќе бидат изложени во соодветните поглавја од книгата.

Табела 2.1. Густина на геосферите

Геосфера	густина $[g \text{ cm}^{-3}]$
Кора	2,67
Горна мантија	3,2 - 4,3
Долна мантија	4,4 - 5,2
Надворешно јадро	5,3 - 12,0
Внатрешно јадро	15,0 - 17,9

## 2.2. Гравитационо поле на Земјата

Секоја точка на површината на Земјата е изложена на дејство на силата на привлекување ( $F_p$ ) и центрифугалната сила ( $F_c$ ). Векторскиот збир на тие две сили е силата на тежата ( $F_G$ ), односно:

$$\vec{F}_G = \vec{F}_p + \vec{F}_c \quad (2.5)$$

Дејството на овие две сили зависи од распоредот на масите и ротацијата на Земјата околу сопствената оска. Во овој дел ќе стане збор за дејството на тие сили, односно нивната улога, при формирањето на обликот на Земјата. Ако Земјата се претстави како сфера со радиус  $R =$

6375 [km], и ако таа ротира околу својата оска со период од 86 164 [s], тогаш поради дејството на силите на привлекување и центрифугалната сила, Земјата го менува својот облик, и во прва апроксимација таа може да се претстави како ротационен елипсоид.

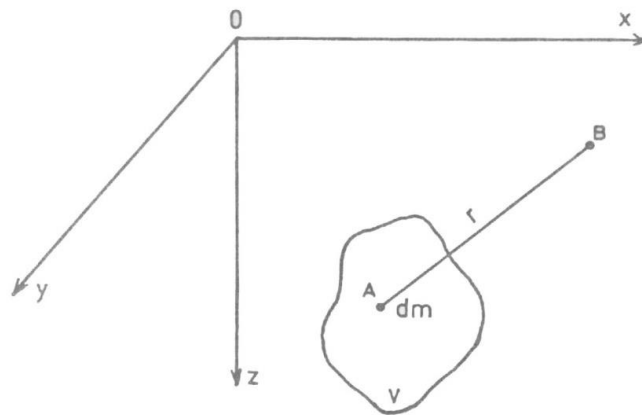
### 2.2.1. Сила на привлекување (гравитациона сила)

Силата на привлекување ( $F_p$ ), помеѓу маса ( $m_1$ ) и маса ( $m_2$ ), чии волумени се занемарливо мали во однос на нивното меѓусебно растојание ( $r$ ), е дефинирана со Њутн-овиот закон:

$$F_p = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (2.6)$$

$$G = 6,637 \times 10^{-11} [m^3 kg^{-1} s^{-2}]$$

или  $[Nm^2 kg^{-2}]$ , и се вика универзална гравитациона константа.



Сл. 2.3. Сила на привлекување

При дефинирање на влијанието на масите на рудните тела на промената на силата на тежата, вообичаено постапката на пресметување се заснова на Њутн-овиот закон за силата на привлекување на тело со маса  $dm$ , кое се наоѓа на растојание  $r$  од точката на набљудување. Во тој случај влијанието на масата  $dm$  која се наоѓа во точката  $A(x, y, z)$ , на единична маса во точката на набљудување  $B(x_1, y_1, z_1)$ , е дефинирана со равенката:

$$dF = G \frac{dm}{r^2}$$

$$r = \left[ (x_1 - x)^2 + (y_1 - y)^2 + (z_1 - z_2)^2 \right]^{1/2} \quad (2.7)$$

Потенцијалот на силата на привлекување ( $U$ ) е дефиниран со интеграл според волуменот на телото на кое припаѓа елементарната маса ( $dm$ ), односно:

$$U = G \int_v \frac{dm}{r} \quad (2.8)$$

Равенката (2.8) се користи при дефинирање на влијание на суфицит или дефицит на маса кај телата со сложена форма, односно работа во тродимензионален систем.

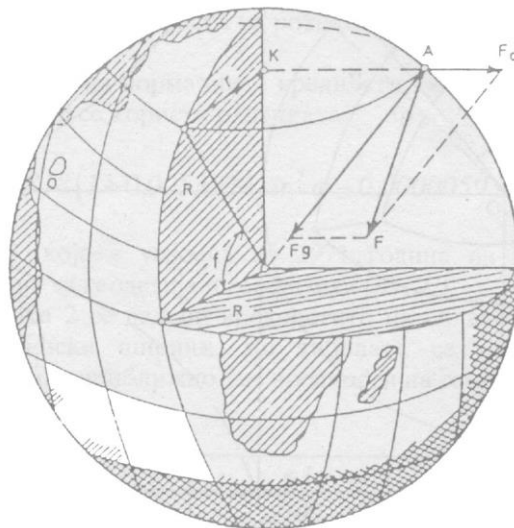
### **2.2.2. Центрифугална сила**

Поради ротацијата на Земјата, секоја маса на површината на Земјата, како и во нејзината внатрешност е изложена на дејство на центрифугалната сила. Центрифугалната сила дејствува во рамнината нормална на оската на ротација на Земјата и е функција од аголната брзина ( $\omega$ ) и растојанието ( $r$ ) на масата од оската на ротација, односно:

$$F_c = m\omega^2 r \quad (2.9)$$

каде што

$$r^2 = x^2 + y^2 \quad (2.10)$$



Сл. 2.4. Центрифугална сила

Компонентите на центрифугалната сила се:

$$F_{cx} = m\omega^2 x \quad \text{и} \quad F_{cy} = m\omega^2 y \quad (2.11)$$

Потенцијалот на центрифугалната сила ( $V$ ) на единична маса е:

$$V = \frac{\omega^2}{2} (x^2 + y^2) \quad (2.12)$$

### 2.2.3. Потенцијал на силата на тежата

Потенцијалот на силата на тежата  $W$  е алгебарски збир на потенцијалот на силата на привлекување  $U$  и потенцијалот на центрифугалната сила  $V$ . Од аспект на понатамошната дискусија за забрзување на силата на тежата ќе се подразбираат потенцијалите, односно силите на единица маса, бидејќи забрзувањето на силата на тежата се искажува како дејство на силата на единица маса. Според тоа потенцијалот на силата на тежата е:

$$W = U + V \quad (2.13)$$

$$g = -\frac{\partial \mathcal{W}}{\partial n} \quad (2.14)$$
$$g = [W_{xz}^2 + W_{yz}^2 + W_{zz}^2]^{1/2} \quad (2.15)$$

13

$$g = (ag_E \cos^2 \varphi + bg_P \sin^2 \varphi)(a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi)^{-1/2} \quad (2.16)$$

$g_E$  - вредност на силата на тежата на екваторот,

$g_P$  - вредност на силата на тежата на полот,

$\varphi$  - географска ширина на станицата,

$a$  и  $b$  - голема и мала полуоска на ротациониот елипсоид.

За пресметување на нормалните вредности на силата на тежата на ниво на референтниот геоид се користи равенката:

$$g_\varphi = 9,780318(1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (2.17)$$

изразена во  $[ms^{-2}]$ , која е усвоена во 1971 година на XV-от Конгрес на Меѓународната унија за геодезија и геофизика (IGGU).

Во табела 2.2 се дадени вредностите на силата на тежата на некои референтни географски ширини. Во табелата се наведени имињата на градовите кои ги имаат приближно тие вредности на географската ширина.

Табела 2.2

Место	$\varphi [s^\circ : m']$	$g_\varphi [ms^{-2}]$
Екватор	00 : 00	9,7803100
Атина	38 : 00	9,7999203
Скопје	42 : 00	9,8034801
Белград	44 : 50	9,8060398
Берлин	52 : 15	9,8126857
Северен пол	90 : 00	9,8321194

### 2.3.1. Нормални вредности на градиентот на силата на тежата

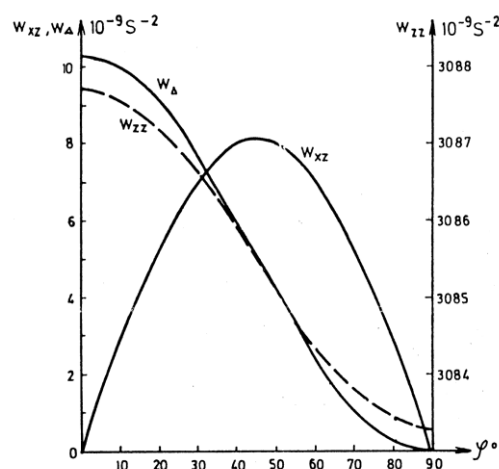
Диференцирајќи ја равенката (2.17) се добиваат изразите за градиентот на силата на тежата. Треба да се има предвид дека во овој случај x-оската е ориентирана вдоль меридијанот, а z-оската вдоль

вертикалата, односно во правец на дејството на силата на тежата. Бидејќи нормалната вредност на силата на тежата не зависи од географската должина, затоа и нормалната вредност на хоризонталниот градиент вдоль у-оската е еднаква на нула. Другите два градиента имаат вредности:

$$(W_{xz})_0 = 8,11 \sin 2\varphi [10^{-9} s^{-2}] \quad (2.18)$$

$$(W_{zz})_0 = 3085,5(1 + 0,000711 \cos 2\varphi) [10^{-9} s^{-2}] \quad (2.19)$$

Градиентите на силата на тежата се мерат со торзиони ваги, кои одамна не се користат поради малата ефикасност при работата. Меѓутоа, аномалните вредности на хоризонталните градиенти се пресметуваат од вредностите на аномалијата на силата на тежата и имаат големо значење во процесот на обработка на резултатите од гравиметриските истражувања (сл.2.6).



Сл. 2.6. Дијаграм на распределбата на нормалните вредности на вторите изводи на потенцијалот на силата на тежата

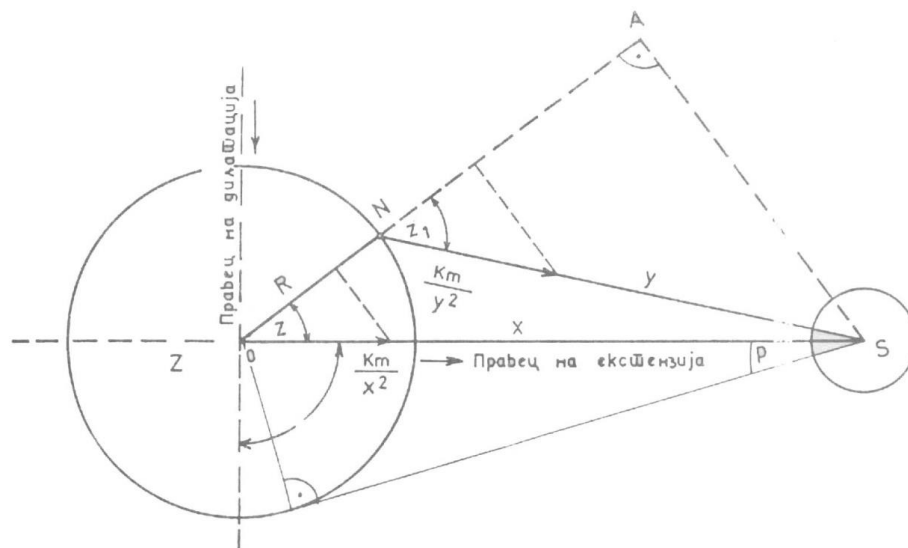
### 2.3.2. Варијации на силата на тежата со времето

Промените на силата на тежата може да се поделат на периодични и непериодични. Периодичните промени на тежата се поврзани со



периодични процеси кои имаат влијание на неа. При ротацијата на Земјата околу својата оска, се менува положбата на точката на набљудување на Земјата во однос на Сонцето, Месечината и другите небески тела. Непериодичните (вековни) промени на силата на тежата се резултат од геолошките и геофизичките процеси во Земјината внатрешност. Во градот Севр во Франција врз база на повеќегодишно набљудување на силата на тежата во иста точка, утврдено е годишно зголемување за  $0,015 [10^{-5} ms^{-2}]$ .

Вековните промени на силата на тежата се резултат од движењата на Земјата и нејзината внатрешност. Неотектонските движења доведуваат до промена на висините на мерните точки, па во некои активни делови на Земјата, вертикалните движења може да достигнат и повеќе сантиметри годишно.



Сл.2.7. Влијание на небеско тело (S) на една точка на Земјината површина (N)

На сликата 7 ознаките претставуваат:

S- небеско тело

N - точка на набљудување на Земјината површина

O - тежиште на Земјата

x - растојание од небеското тело до тежиштето

y - растојание од небеското тело до точката на набљудување B

z - зенитен агол на центарот на Земјата

$z_1$  - зенитен агол на точката на набљудување

$R$  - полупречник на Земјата

$m$  - маса на небеското тело

Промената на висината од  $1m$  предизвикува промена на силата на тежата од околу  $0,2 [10^{-5} ms^{-2}]$ , точноста на современите гравиметриски инструменти дозволува да се регистрираат неотектонските промени. Испод Земјината кора доаѓа до бавни движења на флуидните маси со различни густини, што допринесува да дојде до промена на вредностите на силата на тежата.

Краткопериодичните варијации на силата на тежата се предизвикани со промената на положбата на Земјата во однос на Сонцето и Месечината. Овие варијации се викаат лунисоларни варијации.

Бидејќи Земјата не е апсолутно тврдо тело, таа се деформира под дејството на надворешните гравитациони сили. Во зенитот и надирот, на Земјината површина настанува екстензија (деформации), кои се викаат плимски бранови. Земјата се истегнува во правецот на телото што го врши гравиметриското влијание, а се собира во нормален правец во однос на претходниот правец сл. 2.7.

Поради ротацијата на Земјата околу сопствената оска секоја точка на нејзината површина двапати ќе се наоѓа во положба кога силата на тежата е максимална и соодветно минимална, односно Земјата ќе се наоѓа во непрекинато пулсирање. Овие пулсации посебно се изразени во океанските простори (плима и осека).

Лунарните варијации на гравитационото поле, користејќи ја сл.2.7, претставува промена на силата на тежата во точка  $N$  која е проекција на правецот  $ON$  од разликата на векторот на силата на тежата во центарот на Земјата и точката  $N$ , односно:

$$\delta g = -\frac{Gm}{y^2} \cos z_1 + \frac{Gm}{x^2} \cos z \quad (2.20)$$

од триаголникот  $OSA$  следува:

$$y^2 = x^2 + R^2 - 2xR \cos z \quad (2.21)$$

$$y \cos z_1 = x \cos z - R \quad (2.22)$$

односно:

$$\cos z_1 = (x \cos z - R) \sqrt{x^2 + R^2 - 2xR \cos z} \quad (2.23)$$

Ако за  $y$  и  $z_1$  се замени во равенката (2.20) се добива:

$$\begin{aligned} \delta g &= Gm \left[ \frac{\cos z}{x^2} - (x \cos z - R) (x^2 + R^2 - 2xR \cos z)^{-3/2} \right] = \\ &= Gm \frac{\cos z}{x^2} \left[ 1 - \left( 1 - 2 \frac{R}{x} \cos z + \frac{R^2}{x^2} \right)^{-3/2} \right] + \\ &+ Gm \frac{R}{x^3} \left( 1 - 2 \frac{R}{x} \cos z + \frac{R^2}{x^2} \right)^{-3/2} \end{aligned} \quad (2.24)$$

изразот  $\left( 1 - 2 \frac{R}{x} \cos z + \frac{R^2}{x^2} \right)^{-3/2}$  може да се развие во ред според биномната формула, и се добива:

$$\left( 1 - 2 \frac{R}{x} \cos z + \frac{R^2}{x^2} \right)^{-3/2} = 1 + 3 \frac{R}{x} \cos z + \dots \quad (2.25)$$

при што се занемаруваат членовите од повисок ред, бидејќи  $R \ll x$ . Тогаш за  $g$  се добива:

$$\delta g = Gm \frac{R}{x^3} (1 - 3 \cos^2 z) \quad (2.26)$$

Ако Земјата се апроксимира во сфера, тогаш силата на тежата е:

$$g_z = \frac{GM}{R^2} \quad (2.27)$$

имајќи предвид дека односот  $R/x = \sin p$  се вика паралакса, односно аголот под кој се гледа радиусот на Земјата од некое небесно тело, и ако се замени во равенката (2.26) се добива:

$$\delta g = g_z \sin^3 x \frac{m}{M} (1 - 3 \cos^2 z) \quad (2.28)$$

Претходната равенка може да се трансформира во равенката:

$$\delta g = -\frac{3}{2} g_z \sin^3 x \frac{m}{M} \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right) \quad (2.29)$$

Во табела 2.3 се дадени потребните вредности на параметрите од равенките (2.30 и 2.31), и врз база на тоа се пресметани лунасоларните влијанија:

$$\text{за Сонцето: } g_s = -0,03775 \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right) \quad (2.30)$$

$$\text{за Месечината: } g_m = -0,08208 \left( \cos 2z + \frac{1}{3} \right) \quad (2.31)$$

Табела 2.3

	Сонце	Месечина
<b><math>m/M</math></b>	332 000	0, 01227
<b><math>P</math></b>	8, 80''	57'
<b><math>\delta g_{max}</math> <math>z = 0^\circ</math> <math>z = 180^\circ</math></b>	+ 0,06	+0,16
<b><math>\delta g_{min}</math> <math>z = 90^\circ</math> <math>z = 270^\circ</math></b>	- 0,03	- 0,08
<b><math>\delta g</math></b>	0 за $z = 54^\circ 44'$	0 за $z = 125^\circ 16'$

## 2.4. Редукција на силата на тежата

Основен проблем при директно споредување на вредностите од гравиметриските мерења е тоа што, мерните точки обично се наоѓаат на различна надморска висина и географска ширина.

Ако формулата на Касинис:

$$\gamma_o = 9780490(1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \quad (2.32)$$

за нормално гравитационо поле на Земјата се диференцира по  $\varphi$ , со цел да се определи промената на силата на тежата во однос на меридијанот (правец север-југ), се добива:

$$\frac{\partial \gamma_o}{\partial \varphi} = 9780490(0,0105768 \sin \varphi \cos \varphi - 0,0000236 \sin 2\varphi \cos 2\varphi) \quad (2.33)$$

За територијата на Македонија може да се земе  $\varphi = 41^\circ$ , тогаш:

$$\delta\gamma = 51187 \delta\varphi \quad (2.34)$$

Нивото на точност на мерниот инструмент е  $\pm 0,20 [\mu ms^{-2}]$ , што значи:

$$\Delta\varphi = \pm \frac{0,20}{51187} = \pm 3,9072 [10^{-6} rad] \quad (2.35)$$

Ако обемот на Земјата е  $40\,000\,000[m]$ , тогаш ова растојание е  $\Delta\varphi = \pm 25[m]$ , односно движејќи се по меридијанот кон север, на секои  $25[m]$ , вредноста на забрзувањето на силата на тежата се зголемува за  $0,20 [\mu ms^{-2}]$ . На секој километар кон север, вредноста на забрзувањето на силата на тежата се зголемува за  $8,12 [\mu ms^{-2}]$ .

При гравиметриските испитувања, од практичен интерес е аномалната вредност на силата на тежата  $\Delta g$ , која се добива од разликата на мерената вредност  $g_m$  и нормалната вредност  $\gamma$ , за иста точка:

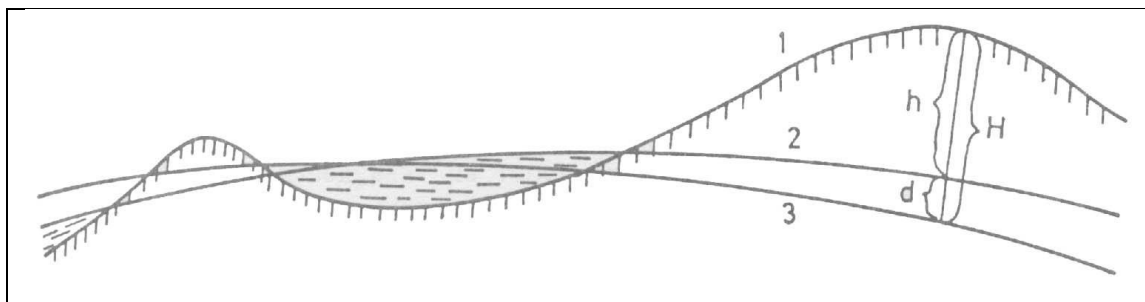
$$\Delta g = g_m - \gamma \quad (2.36)$$

Мерените вредности секогаш се однесуваат на точка од Земјината површина, па потребно е овие вредности да се доведат на исто ниво. Тоа може да се направи со пресметување на нормалното поле на Земјината површина (а не за елипсоид) или со пресметување на мерената вредност од Земјината површина на ниво на елипсоидот  $g_o$ . Оваа постапка на корекција на мерната вредност се реализира со воведување соодветни поправки и се нарекува редукција на силата на тежата.

При гравиметриските истражувања кои се изведуваат за потребите на решавање на различни геолошки проблеми, посоодветно е да се врши редукција на нормалната вредност од површината на елипсоидот на Земјината површина, бидејќи аномалното гравитационо поле кое го одразува распоредот на масите во Земјината внатрешност мора да се познава за теренот на кој се вршени испитувањата, а не за површината на елипсоидот, односно:

$$\Delta g = g_m - \gamma = g_o - \gamma_o \quad (2.37)$$

Во изразот (2.37) параметрите  $g_o$  и  $\gamma_o$  се однесуваат на две различни површини, и тоа, параметарот  $g_o$  се пресметува за морско ниво, односно на површината на ротационен елипсоид. Аномалиите пресметани на овој начин се нарекуваат мешовити аномалии, за разлика од аномалиите кај кои нормалните и мерените вредности се однесуваат на една иста површина. Разликата на овие две аномалии ќе зависи од растојанието помеѓу површините на геоидот и елипсоидот сл. 2.8, и може да се пресмета аналитички.



Сл. 2.8. Мoжни пoложби зa рaзлични пoвршини

1 - физичка површина на Земјата, 2 - површина на геоидот, 3 - површина на референтниот елипсоид,  $H$  - висина на точката на набљудување мерена во однос на референтниот елипсоид,  $h$  - висина на точката на набљудување мерена во однос на геоидот,  $d$  - растојание помеѓу геоидот и референтниот елипсоид

Ако  $W$  е нормален потенцијал на силата на тежата, тогаш равенката  $W = C$  дава нивоски елипсоид на кој вредноста на силата на тежата е еднаква на  $\gamma_0$ . Ако вистинскиот потенцијал на силата на тежата е еднаков исто така на  $C$ , ќе се добие равенката на геоид на кој силата на тежата е еднаква на  $g_0$ . Вистинскиот потенцијал малку се разликува од нормалниот, и може да се напише во форма  $W + T = C$ , каде  $T$  е аномален потенцијал кој зависи од густинските нехомогености во Земјината внатрешност. Ако  $d$  е растојанието помеѓу геоидот и елипсоидот по нормалата, тогаш промената на функцијата  $W$  при пресметувањето на точката на површината на елипсоидот од површината на геоидот е:

$$dW = F_s ds = C - (C - T) = T = \gamma_0 d \quad (2.38)$$

или

$$d = \frac{T}{\gamma_0} \quad (2.39)$$

Ова е равенка на Брунс што покажува дека  $T$  е вредност од ист ред со  $d$ . Вредноста на  $d$  максимално достигнува  $100 \text{ m}$ , па може да се третира како мала вредност од втор ред во однос на нормалниот потенцијал  $W$ .

Аномалијата на силата на тежата е:

$$g_o - \gamma_o = -\left(\frac{\partial(W+T)}{\partial n}\right)_g + \left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_e = -\left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_g - \left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)_g + \left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_e \quad (2.40)$$

Индексите  $g$  и  $e$  означуваат кои изрази се однесуваат соодветно за геоид и елипсоид.

За сведување на изводите на едно ниво (елипсоид), ќе се развие изразот  $\left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_g$  во Тајлоров ред:

$$\left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_g = \left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_e + d\left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_e + \dots \quad (2.41)$$

При пресметувањето на изводите, може да се земе дека потенцијалот  $W$  е еднаков со привлекувањето на сфера со маса  $M$  и радиус  $R$ . Тогаш се добива:

$$W = \frac{GM}{R}; \quad \frac{\partial^2 W}{\partial n^2} = \frac{\partial^2}{\partial R^2} \left( G \frac{M}{R} \right) = 2G \frac{M}{R^3} \quad (2.42)$$

$$\left(\frac{\partial^2 W}{\partial n^2}\right)_e = 2G \frac{M}{R^3} = 2 \frac{\gamma_o}{R} \quad (2.43)$$

Тогаш изразот (2.43) се сведува на:

$$\left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_g = \left(\frac{\partial W}{\partial n}\right)_e + 2 \frac{d}{R} \gamma_o \quad (2.44)$$

$$g_o - \gamma_o = -\frac{2d}{R} \gamma_o - \left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)_g \quad (2.45)$$

Ако за  $d$  се замени изразот (2.39) се добива:



$$g_0 - \gamma_0 = -\frac{2T}{R} - \frac{\partial T}{\partial n} \quad (2.46)$$

Ова е основната диференцијална равенка која ги поврзува аномалиите на силата на тежата со соодветните мали простори на истражување, растојанието помеѓу геоидот и елипсоидот се практично константни и нема потреба за воведување соодветна поправка, додека при разгледување на простори од ред величина на континент оваа поправка мора да се земе предвид. Максималната вредност на поправката за геоидот во однос на сфероидот може да изнесува  $400 [\mu ms^{-2}]$ .

Максималното отстапување на геоидот во однос на површината на елипсоидот е  $(+43 m)$  во близина на Северниот Пол, а во Тихиот Океан во просторот на Хавајските Острови, нивото на геоидот е за  $(-51 m)$  пониско од површината на елипсоидот на Куала (1961 год.).

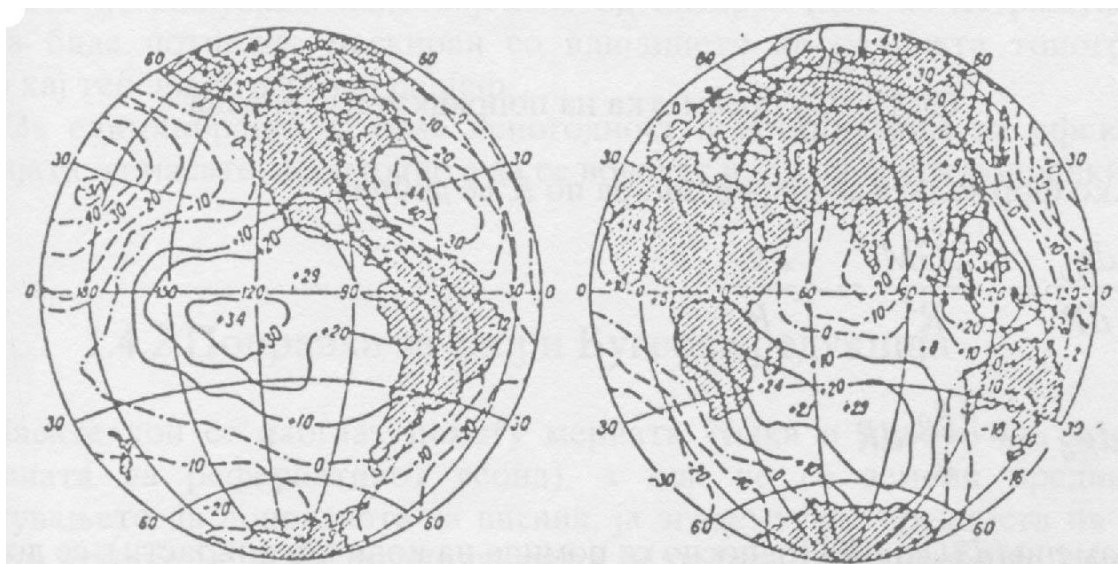
Аспектот на оваа книга бара детално да се проучат редукциите кои се користат при решавањето на геолошките проблеми, што значи на мали простори. За таа цел се користат следните поправки за редукција на силата на тежата:

1. *Поправка за висина.* Се нарекува уште и поправка на слободен воздух, затоа што при пресметувањето на нормалната вредност од површината на елипсоидот на нивото на точката на набљудување се зема дека нема никакви маси помеѓу овие две нивоа.

2. *Поправка за слој.* Оваа поправка се воведува за влијанието на слој со бескрајно протегање, со висина од површината на референтниот елипсоид до точката на набљудување и густина  $\rho$ . Оваа поправка се нарекува Бугеова поправка.

3. *Топографска поправка.* Оваа поправка се воведува кога гравиметри-ските мерења се изведуваат на терен со изразен релјеф, при што мерните вредности на силата на тежата треба да не зависат од околниот релјеф, односно како да е мерено на рамен терен.

4. *Поправка на Преј.* Поправка се воведува кога мерењата се извршуваат испод морето или во подземни рударски простории, кога треба да се пресмета влијанието на масата над точката на набљудување.



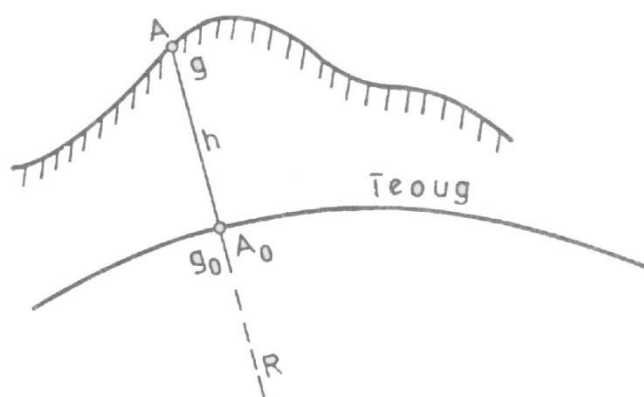
Сл. 2.9. Карта на отстапување на геоидот од референтниот елипсоид.

#### 2.4.1. Поправка за висина и редуција за слободен воздух

Поправката за висина всушност претставува нормален градиент на силата на тежата вдоль радиус-векторот на Земјата. Таа се пресметува при редуцијата на нормалните вредности на силата на тежата од точката на набљудување до нивото на сведување (референтно ниво, вообичаено морско ниво), при претпоставка дека помеѓу овие точки нема никаква маса.

Ако мерењето се изведува на терен во точката  $A$  сл. 2.10 со надморска висина (површина на геоид)  $h$ , пресметките се извршуваат за проекцијата на точката  $A$  на нивото на сведување  $A_0$ . Нормалната вредност во точката  $A_0$  ако се означи со  $g_0$ , големината  $g_0$  треба да се редуцира во точката  $A$  на висина  $h$ , бидејќи разликата  $(g - g_0)$  е мала, во формулата за силата на тежата на геоид се зема првиот член, а параметарот на радиус-векторот на Земјата, се апроксимира со средниот радиус на Земјата ( $R$ ).

$$g_0 = \frac{GM}{R^2} \quad (2.47)$$



Сл. 2.10. Со пресметка на поправката за висина.

Ако формулата се диференцира по  $R$ , се добива:

$$\frac{dg_0}{dR} = -\frac{2GM}{R^3} = -\frac{2g_0}{R} \quad (2.48)$$

$$dg_0 = -\frac{2g_0}{R} dR \quad (2.49)$$

ако се замени  $(dR)$  со  $(dh)$  (односно се помине на конечни прирасти), се добива:

$$dg_0 = -\frac{2g_0}{R} h \quad (2.50)$$

Ако се земе дека средната вредност на нормалното поле на Земјата е  $g_0=980[10^{-2}ms^{-2}]$  и средната вредност на радиусот на Земјата е  $R=6371[km]=6371[10^3 m]$ , се добива:

$$dg_0 = \Delta g_0 = -3,086 h \quad (2.51)$$

при што  $h$  се изразува во  $[m]$  а поправката  $\Delta g$  во  $[\mu ms^{-2}]$ .

Коефициентот  $\left(-\frac{2g_0}{R}\right)$  во формулата (2.50) претставува нормален

градиент на силата на тежата, односно промена на силата на тежата со висината. Од формулата (2.51) се гледа дека вредноста на силата на тежата опаѓа за околу  $3 [\mu ms^{-2}]$  за секој метар висина.

Коригирајќи го нормалното поле  $g_0$  на ниво на геоид (елипсоид) со редукацијата на слободен воздух, се добива нормалната вредност на силата на тежата во мерната точка на висина  $h$ :

$$g_n = g_0 - 3.086h [\mu ms^{-2}] \quad (2.52)$$

По воведувањето на оваа поправка, аномалијата на силата на тежата ќе биде:

$$\Delta g_f = g_m - g_n = g_m - g_0 + 3.086 h [\mu ms^{-2}] \quad (2.53)$$

каде што  $\Delta g_f$  е аномалија на слободен воздух, односно Фајова аномалија.

Бидејќи при пресметувањето на оваа аномалија не се земени во предвид масите кои се наоѓаат помеѓу мерната точка и површината на геоидот (нивото на сведување), јасно е дека големината на аномалијата ќе биде соодветна со висината на точката на набљудување и тоа директно пропорционално: аномалијата во долините ќе има помали вредности, во однос на планинските терени. Овој ефект на Фајовата аномалија не е погоден за нивно користење во геолошките истражувања каде објектот од интерес (цел на истражувањето) може да биде потполно маскиран со влијанието на реалната топографија, особено кај терени со изразен релјеф.

За елиминирање на оваа непогодност и истакнување на ефектот на аномалијата од масите, неопходно е да се воведат и некои други поправки.

#### **2.4.2. Поправка за слој и Бугеова редукација**

Масите кои се наоѓаат помеѓу мерната точка и нивото на сведување (површината на референтниот геоид), а кои не се земени предвид при пресметувањето на поправката за висина, ја зголемуваат вредноста на силата на тежата која се мери на површината на релјефот. Влијанието на

овие маси може да се апроксимира, со влијанието на хоризонтален слој со бескрајно простирање и дебелина  $h$ .

Ако е даден цилиндар со радиус  $r$  и висина  $h$  сл.2.11, влијанието на елементот на волумен  $dV$  во мерната точка  $M$  за потенцијалот на вертикалната компонента на силата на привлекување (во вертикален цилиндричен координатен систем со координати  $\rho, \varphi$  и  $z$ ) е:

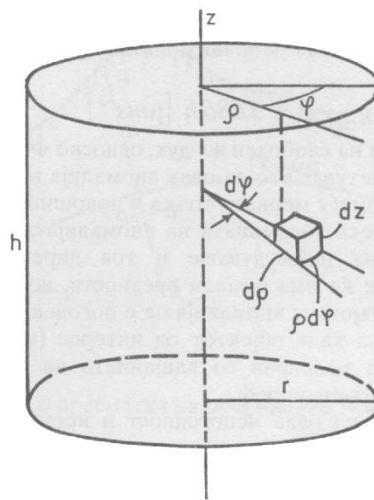
$$\Delta g_m = G\sigma \int_0^{2\pi} \int_0^R \int_0^h \frac{z\rho \, d\varphi \, d\rho \, dz}{(\rho^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.54)$$

Ако се реши тројниот интеграл, се добива:

$$\Delta g = -2\pi G\sigma \left[ r + h - (r^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.55)$$

Ако членот  $\sqrt{r^2 + h^2}$  се развие во ред се добива:

$$(r^2 + h^2)^{1/2} = r \left( 1 + \frac{h^2}{r^2} \right)^{1/2} = r \left( 1 + \frac{1}{2} \frac{h^2}{r^2} + \dots \right) \quad (2.56)$$



Сл. 2.11.  $U_z$  пресметка за поправка на слој

Ако  $r \rightarrow \infty$  тогаш е:

$$\Delta g_s = 2\pi G \sigma h \quad (2.57)$$

и ако се заменат соодветно бројните вредности за константите се добива поправката за слој со дебелина  $h$  и бескрајно простирање во форма:

$$\Delta g_s = 0.4193 \sigma h \quad (2.58)$$

каде што густината на стенските маси  $\sigma$  се изразува во  $10^3 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ , а висината на слојот  $h$  во метри  $[m]$ , вредноста на поправката за слој се добива во  $[\mu \text{ ms}^{-2}]$ .

Ако густината на слојот е  $\sigma = 2,67 \text{ g/cm}^3 = 2,67 \cdot 10^3 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ , оваа вредност е средната густина на литосферата, поправката ќе е изразена со равенката:

$$\Delta g_s(2.67) = 1.11953 h [\mu \text{ ms}^{-2}] \quad (2.59)$$

Поправката за слој често се нарекува Бугеова поправка. Оваа поправка ја намалува вредноста на поправката за висина за околу една третина.

Поправките за слободен воздух и Бугеов слој ја даваат поправката која е дефинирана како Бугеова аномалија:

$$\Delta g_b = g_m - g_0 + (3.086 - 0.4193 \sigma) h \quad (2.60)$$

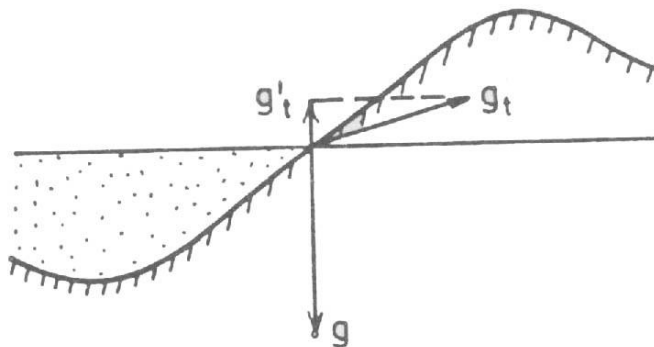
Бугеовата аномалија е многу подобра за дефинирање на густинските нехомогености во Земјината внатрешност, отколку што се Фајовите аномалии, бидејќи кај Бугеовите аномалии нивната зависност од висината на мерната точка е далеку помала. При пресметувањето на Бугеовата аномалија големо значење има вредноста на густината на Бугеовиот слој. Ако густината со која се пресметува е помала од реалната, аномалиите ќе имаат директна корелација со формата на релјефот на теренот. При

одбрана поголема вредност на густината од реалната, корелацијата со релјефот ќе биде инверзна.

Воведувањето на поправката за Бугеов слој на терени со изразен релјеф доста отстапува од реалноста и бара воведување на уште една поправка.

#### **2.4.3. Поправка за влијанието на релјефот (топографска поправка)**

Гравитационото влијание на релјефот во непосредна близина на мерната точка е прикажано на сл.2.12. Под влијание на силата на привлекување на надвишувањето ( $g_t$ ), односно нејзината вертикална проекција ( $g_t^v$ ), мерената вредност се намалува и затоа поправката за влијанието на релјефот треба да се додаде на набљудуваната вредност. Истото се однесува и на долината која е исполнета со воздух и која исто така доведува до намалување на набљудуваната вредност на забрзувањето на силата на тежата. Од досега изнесеното следува дека поправката за околниот релјеф има секогаш позитивен знак, односно секогаш се додава на набљудуваниот резултат.

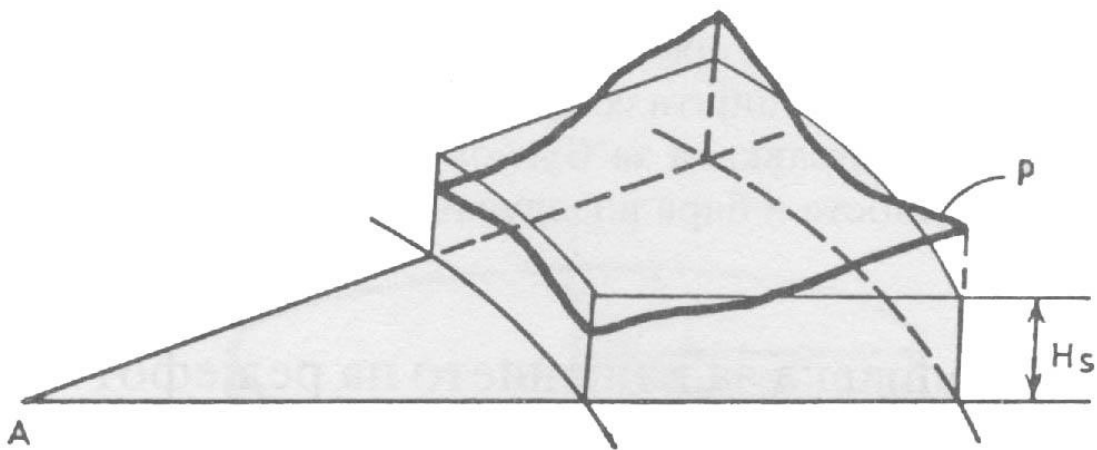


Сл. 2.12. Влијание на релјефот врз мерената вредност на силата на тежата

Поради неправилната форма на релјефот, тешко е точно да се определи влијанието на топографските маси врз точката на набљудување. Со цел решавање на проблемот, се користат различни приближни методи. Една од тие е методата на средни висини за одредување на топографското

влијание. Оваа метода го дели просторот околу точката на набљудување на концентрични зони, а тие зони ги дели на сектори со радијални линии кои излегуваат од точката на набљудување. Влијанието на релјефот во областа на така добиениот сегмент се зема за призма со трапезоидна база и висина која е еднаква со средната висина на дадениот сегмент сл. 2.13.

Влијанието на блокот со висина  $h$  даден на сл.2.13, во точката на набљудување  $M$ , се одредува тргнувајќи од формулата (55) за влијанието на цилиндар со радиус  $r$  и висина  $h$ . Во овој случај ќе се разгледуваат два цилиндра, чии оски се поклопуваат и имаат радиуси  $r_1$  и  $r_2$  и иста висина  $h$ , прикажани на сл.2.14.



Сл. 2.13. Одредување на средната висина во сегментот  
 $A$ - точка на набљудување,  $P$ - површина на релјефот,  
 $H_s$ - средна висина на сегментот.

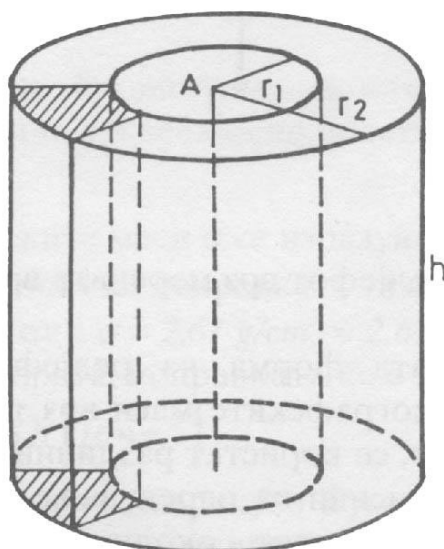
Влијанието на помалиот цилиндар е:

$$\Delta g_1 = 2\pi G\sigma \left[ r_1 + h - (r_1^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.61)$$

а влијанието на поголемиот е:

$$\Delta g_2 = 2\pi G\sigma \left[ r_2 + h - (r_2^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.62)$$





Сл. 2.14. Гравитационо привлекување на цилиндричен прстен

Од интерес за решавање на поставениот проблем е да се определи влијанието на цилиндричниот прстен, прикажан шрафирано на сл.2.14, очигледно тоа е разлика од влијанието на поголемиот и помалиот цилиндар, односно:

$$\Delta g_p = \Delta g_2 - \Delta g_1 = 2\pi G\sigma \left[ r_2 - r_1 + (r_1^2 + h^2)^{1/2} - (r_2^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.63)$$

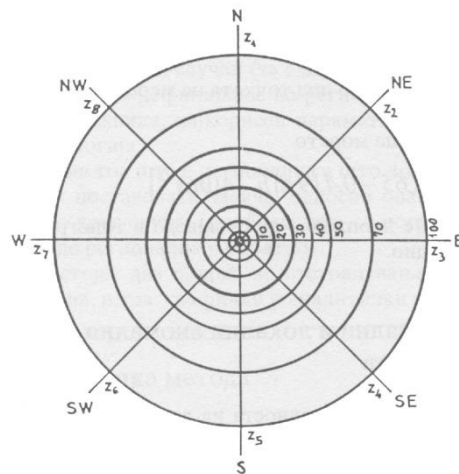
После поделбата на прстенот на  $n$ -зони со помош на вертикални радијални рамнини, влијанието на секоја зона се добива според равенката:

$$\Delta g_i = \frac{\Delta g_p}{n} = \frac{2\pi G\sigma}{n} \left[ r_2 - r_1 + (r_1^2 + h^2)^{1/2} - (r_2^2 + h^2)^{1/2} \right] \quad (2.64)$$

Интегрирајќи го влијанието на сите сегменти околу точката на набљудување, се добива вкупното влијание на релјефот.

При практична примена на равенката (2.64) потребно е да се одбере соодветен радиус на одделните зони. Во поблиските зони разликата на  $r_2 - r_1$  треба да бидат помали, а со оддалечување од точката на набљудување таа разлика се зголемува, бидејќи опаѓа гравитационото влијание. Во

практиката најчесто топографското влијание се пресметува до радиус не повеќе од  $20\text{ km}$  за локални работи или до  $100\text{ km}$  за работи од широк регионален интерес. На сл.2.15 се прикажани номограми за практично пресметување на топографското влијание.



Сл. 2.15. Номограми за пресметување на топографското влијание

Од досега изнесеното произлегува дека во зависност од тоа кои поправки се користат, се добиваат:

- Фајова аномалија:

$$g(f) = g_m - g_0 + 3.086 h + \Delta g_t \quad [\mu\text{ms}^{-2}] \quad (2.65)$$

- Бугеова аномалија:

$$g(b) = g_m - g_0 + (3.086 - 0.4193 \sigma) h + \Delta g_t \quad [\mu\text{ms}^{-2}] \quad (2.66)$$

При мерењето на силата на тежата на морињата и океаните можно е мерната точка да е на површината на водата, тогаш поправката за висина отпаѓа ( $h = 0$ ), или изнад површината на морето, кога се пресметува поправката за висина, или мерната точка да е испод морското ниво, тогаш се воведува Прејовата поправка, која го зема предвид привлекувањето на водениот слој помеѓу нивото на точката на набљудување и морската површина. Аномалијата на силата на тежата е дадена со формулата:

$$g = g_m - g_0 - 3.086 h + 0.838 \sigma_v h \quad [\mu ms^{-2}] \quad (2.67)$$

$h$ - длабочина на потопување на инструментот (се зема со позитивен знак)

$\sigma_v$  - густина на морската вода ( $1.03 \text{ g/cm}^3$ ).

Со воведување на соодветните вредности, аномалијата на Преј се изразува со формулата:

$$g = g_m - g_0 - 2.22 h \quad [\mu ms^{-2}] \quad (2.68)$$

Постојат и формули на Бугеовата аномалија при мерење на мориња и океани, и тоа:

- Мерења над морското ниво

$$g = g_m - g_0 + 3.086 h + 0.419(\sigma - 1.03)h_m \quad [\mu ms^{-2}] \quad (2.69)$$

$h_m$  - длабочина на морето под точката на мерење

- Мерење на дното на морето

$$g = g_m - g_0 - (2.65 - 0.419\sigma)h \quad [\mu ms^{-2}] \quad (2.70)$$

Во некои случаи е неопходно да се воведи и топографската поправка за рељефот на морското дно.

## 2.5. Регионални и локални аномалии на силата на тежата

Аналитички пресметана вредноста на аномалијата на силата на тежата, го одразува влијанието на сите нехомогености испод нивото на површината на Земјината кора со својот суфицит или дефицит на маса, кои го нарушуваат нормалното гравитационо поле. Суфицитите и

дефицитите на маса може да се наоѓаат на различни длабочини, а нивното влијание зависи од длабочината на која се наоѓаат и од нивната форма. Влијанијата на суфицитот или дефицитот врз масите кои се наоѓаат на големи длабочини се одразуваат на големи простори, па затоа се нарекуваат регионални влијанија, додека влијанијата врз масите кои се наоѓаат на мали длабочини и чиј одраз се манифестира на мали простори се нарекуваат локални влијанија. Регионалното влијание е препознатливо на картите на аномалијата на силата на тежата, и со разни методи може графички или аналитички да се одземе од вкупната вредност на аномалијата на силата на тежата. Во тој случај, остатокот од вредноста на Бугеовата аномалија на силата на тежата го нарекуваме резидентна (локална) аномалија, а во неа може да бидат содржани влијанијата од повеќе суфицити и дефицити на маси кои се всушност влијанија од втор ред. Во понатамошните постапки и тие влијанија може да се сведат (филтрираат) на компоненти од повисок ред.

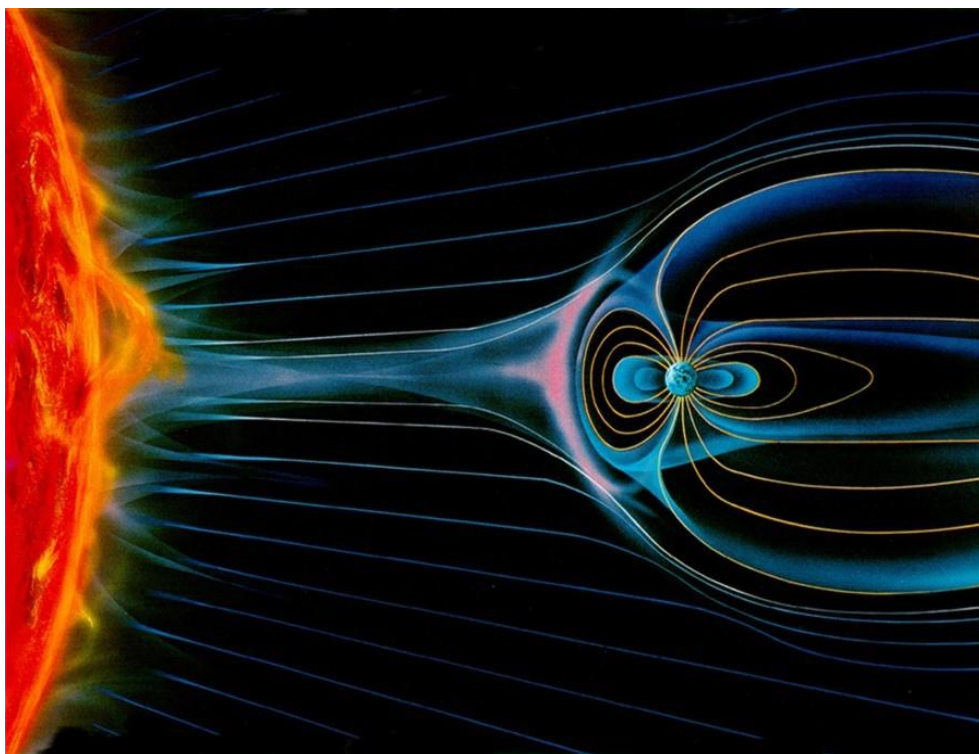
Гравиметриската карта (карта на Бугеовите аномалии) е графички приказ на аномалното гравиметриско поле за даден простор. Вредностите на Бугеовите аномалии го изразуваат сумарниот ефект на внатрешната градба на Земјата, односно претставуваат резултанта од сите влијанија на потповр-шинските структури, кои вообичаено се разликуваат по големина, форма, длабочина, залегнување и густина. Сложената внатрешна градба често пати доведува до маскирање на одделни влијанија. Како основен проблем во гравиметријата се наметнува отстранувањето на регионалното влијание, кое потекнува од длабоко залеegnати структури со големи димензии. Постои сличност на оваа операција во гравиметријата и процесот на филтрирање (оптика, електрика, и.т.н.).

Регионалните ефекти одговараат на ниски фреквенции (големи периоди), додека локалните ефекти одговараат соодветно на високи фреквенции (мали периоди), но сепак решението во гравиметријата е доста по комплексно од погоре наведената споредба со брановото. Ако гравитационото влијание го изразиме со гравитационен бран, проблемот во отклонувањето (филтрирањето) на регионалниот од локалниот бран е што тој не е добро дефиниран, освен за едноставни случаи (за едноставни модели на внатрешноста на Земјата). Во процесот на дефинирање на

регионалното влијание, како и кај било која геофизичка техника, најкорисен параметар во толкувањето е да се познава локалната геологија.

Дефинирањето на тоа што е регионална а што локална аномалија е тесно поврзано со целта на поставената задача, односно онаа што во еден случај е локална аномалија во друг случај (проблем што се истражува на многу помал простор), може да биде регионална и обратно. Постојат два приода во отстранувањето (дефинирањето) на регионалната аномалија: графички и аналитички методи.

### 3. ГЕОМАГНЕТИЗАМ



## ВОВЕД ВО ГЕОМАГНЕТИЗМОТ

Земјата го поседува своето магнетно поле од самиот почеток на нејзиното формирање како планета со своите геосфери. Паралелно со формирањето на карпите, благодарение на содржината на феромагнетичните минерали, тие ја стекнувале и својата магнетна меморија. На тој начин, секоја карпа го памти карактерот на магнетното поле на Земјата на местото на кое е настаната карпата и во време во кое се формирала и се изладила. Врз основа на магнетната меморија на карпите, можно е да се одреди и положбата на континенталните маси во текот на последните 500 милиони години. Со проучувањето на магнетната меморија на карпите, реконструиран е процесот на формирање на континентите и нивното раздвојување и колизија.

Магнетното поле на Земјата се проучува со испитување на самата земја (терестички), но и со испитувања од авиони и сателити. На тој начин е проучуван современиот карактер на магнетното поле на Земјата на нејзината површина и во просторот околу Земјата, кој се дефинира како магнетосфера, неговите промени во текот на 24 часа, кои се нарекуваат дневни варијации, потоа промените кои се случуваат во текот на годината, а продолжуваат од година во година, па затоа се нарекуваат и секуларни или вековни варијации. Во периодот на време, кое се детерминира како геолошко време, магнетното поле на Земјата го менувало својот поларитет и тој феномен се нарекува реверзија на магнетното поле. Магнетитните карпи и рудните наоѓалишта богати со магнетични минерали го деформираат нормалното магнетно поле и на некои делови на Земјата се јавуваат аномалии на магнетното поле, врз чија основа може да се најдат рудните наоѓалишта и да се проучува взаемниот однос на карпите.

Техниката на мерење на елементите на магнетното поле со инструменти поставени во сателитите, придонесува да се проучи магнетното поле и надвор од магнетосферата. На тој начин е утврдено дека Месечината нема свое магнетно поле. Кога од Месечината се донесени првите примероци на карпи, со нивното проучување е констатирано дека многу минерали се магнетични, но дека не поседуваат

реманентна магнетизација. Со тоа е докажано дека Месечината никогаш не поседувала сопствено магнетно поле.

Пореметувањето на магнетното поле на Земјата настанува од многу причини: поради процесите на Сонцето и ерупциите на сончевата плазма, поради што настануваат и магнетни бури, како интензивни пореметувања на магнетното поле. Меѓутоа, постојат и пореметувања на магнетното поле со послаб интензитет кои се наречени пулсации или микропулсации.

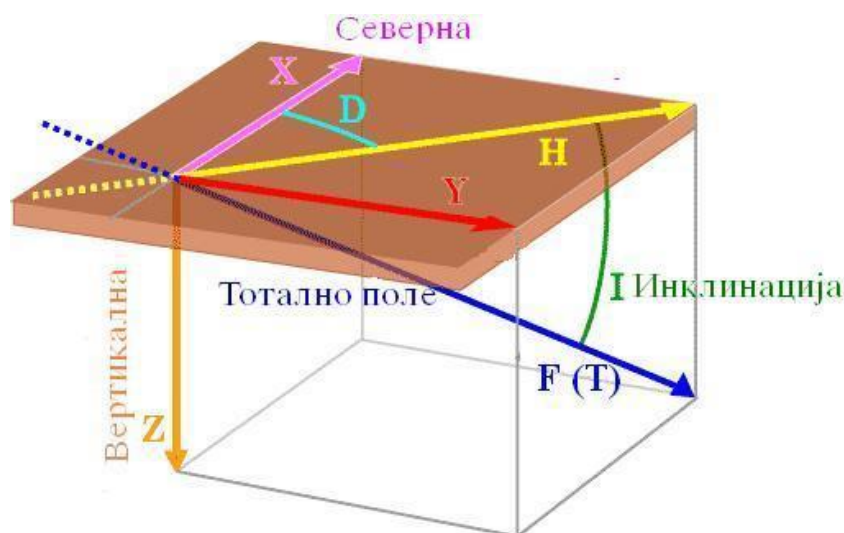
Многу човечки активности се следени со создавање на магнетни полиња со различен интензитет, кои се манифестираат на големи и на мали површини. Сите овие активности условуваат аномалии и промени на интензитетот на магнетното поле кои се суперпонираат. Целта на проучувањата на констатираните аномалии на магнетното поле е да се одредат просторите на кои се јавуваат тие и да се детерминираат причините на секои од нив.



## 4. ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА

### 4.1. Елементи на геомагнетното поле

Геомагнетното поле на Земјата во било која нејзина точка или во доменот на магнетосферата може да се претстави со вектор кој е тангента на магнетните линии на силата во мерната точка. Вообичаена ознака за вектор на геомагнетното поле е  $\vec{T}$ , иако често се користи и ознака  $H_T$ . Модулот на векторот  $\vec{T}$  го дефинира интензитетот на геомагнетното поле во точката на набљудување. Вертикалната рамнина во која лежи векторот на геомагнетното поле се нарекува и магнетски меридијан.



Сл. 4. 1. Скица на елементите на геомагнетното поле на Земјата

Ако во мерната точка се постави почетокот на правоаголниот координатен систем (сл. 4.1), чија рамнина  $xOy$  е хоризонтална,  $z$ -оската е ориентирана надолу (кон центарот на Земјата), а при тоа  $x$ -оската се постави да лежи во рамнината на географскиот меридијан и да е насочена кон север, тогаш  $y$ -оската е ориентирана кон исток. Во таквиот координатен систем векторот на геомагнетното поле може да се разложи на компоненти, а неговата положба во просторот да се определи со аглите што ги зафаќа со неговите проекции во избраниот координатен систем.

Аголот  $D$ , кој рамнината на магнетниот меридијан во точка  $O$  го заклопува со географскиот меридијан, се нарекува деклинација. Односно, тоа е агол што хоризонталната компонента  $X$ , на векторот на геомагнетното поле  $T$  го зафаќа со позитивниот дел на  $x$ -оската. Ако векторот  $X$  е отклонет во правец на исток од позитивната  $x$ -оска, тогаш деклинацијата е позитивна или источна, а ако векторот  $X$  е отклонет во правец на запад во однос на позитивната  $x$ -оска, тогаш деклинацијата е негативна или западна.

Хоризонталната компонента  $H$  на геомагнетното поле може да се разложи на две меѓусебно нормални компоненти, така што:

$$\vec{H} = \vec{X} + \vec{Y} \quad (4.1)$$

каде што:

$\vec{X}$  - е проекција на  $H$ - компонентата на  $x$ -оската и се нарекува северна компонента;

$\vec{Y}$  - е проекција на  $H$ - компонентата на  $y$ -оската и се нарекува источна компонента.

Бидејќи векторот  $\vec{T}$  со хоризонталната рамнина  $xOy$  зафаќа агол  $I$ , кој се нарекува инклинација на геомагнетното поле, тогаш:

$$\vec{H} = \vec{T} \cos I$$

на сличен начин:

$$\vec{X} = \vec{H} \cos D \quad (4.2)$$

$$\vec{Y} = \vec{H} \sin D$$

Проекцијата на векторот  $\vec{T}$  на  $z$ -оската се нарекува вертикална  $Z$ -компонента на геомагнетното поле и таа е изразена со равенката:

$$\vec{Z} = \vec{T} \sin I$$

Деклинацијата  $D$ , инклинацијата  $I$ , хоризонталната  $H$ , источната  $Y$ , северната  $X$  и вертикалната  $Z$  компонента, како и векторот  $T$  на геомагнетното поле, се нарекуваат елементи на геомагнетното поле.

Некои од релациите помеѓу елементите на геомагнетното поле се:

$$\begin{aligned}\vec{T} &= \vec{H} + \vec{Z} \\ \operatorname{tg} D &= \frac{Y}{X} \\ \vec{Z} &= \vec{H} \operatorname{tg} I\end{aligned}\tag{4.3}$$

Интензитетот на елементите на геомагнетното поле се изразува во  $[nT]$  нанотесли во SI,  $[Oe]$  ерстеди во CGSM, односно  $[gami]$ , при што

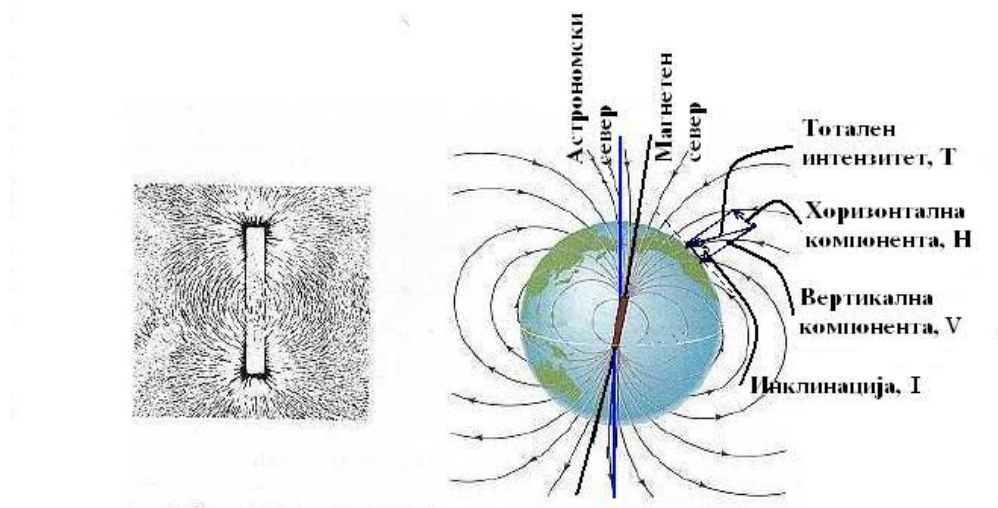
$$1 [gami] = 1 \cdot 10^{-5} [Oe] = 1 [nT]\tag{4.4}$$

Вредностите на деклинацијата  $D$  и инклинацијата  $I$  на геомагнетното поле се изразуваат во степени.

За дефинирање на векторот  $T$  на геомагнетното поле во просторот треба да се познаваат три меѓусебно независни големини и тоа:

- а) два агла и една компонента, пример  $D, I$  и  $Z$  или  $D, I$  и  $H$ ;
- б) две компоненти и еден агол, пример  $H, Z$  и  $D$  или  $X, Y$  и  $I$ ;
- в) три компоненти и тоа  $X, Y$  и  $Z$ .

Во сите случаи е потребно да се знае вредноста на делкинацијата  $D$ . Односно, класичната метода на одредување на ориентацијата на векторот  $T$  на геомагнетното поле се состои во мерење на апсолутните вредности на хоризонталната компонента  $H$ , деклинацијата  $D$  и инклинацијата  $I$ .

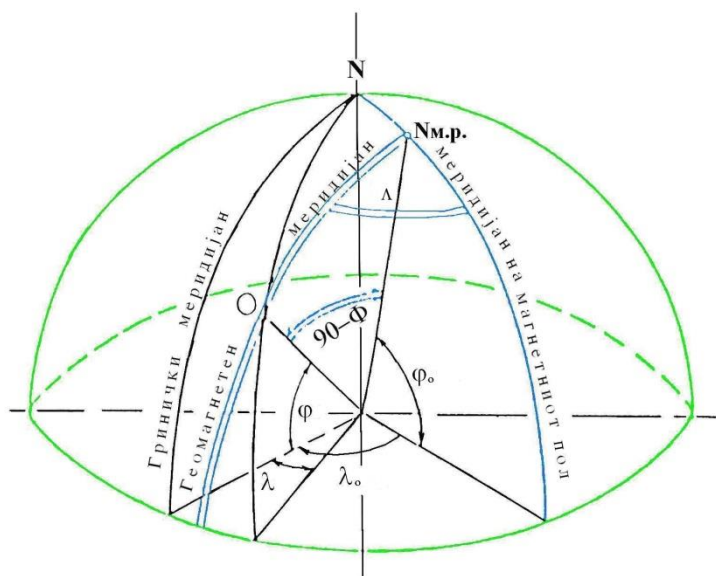


Сл. 4. 2. Шематски приказ на магнетното поле предизвикано со имагинарен шипкаст магнет поставен во центарот на Земјата

При одредувањето на геомагнетните феномени, а посебно при проучувањето на различните варијации на геомагнетното поле, поларната светлина, јоносферскиот феномен и други магнетни ефекти многу е корисно да се знае положбата на мерната точка во однос на положбата на геомагнетното поле. Поради тоа, корисно е воведувањето на геомагнетните координати: геомагнетната ширина  $\Phi$  и геомагнетната должина  $\Lambda$ .

Геомагнетната ширина  $\Phi$  е агол кој радиус-векторот на мерната точка на посматрање  $S$ , повлечен од центарот на Земјата, го зафаќа со магнетниот вектор (сл. 4.3), додека геомагнетната должина  $\Lambda$  е агол кој магнетниот меридијан на мерната точка го зафаќа со меридијанот на рамнината која поминува низ северниот геомагнетен  $N_m$  и географски  $N_g$  пол.

Поради преминувањето од географски на геомагнетни координати, се користат формули од сферната тригонометрија.



Сл. 4. 3. Геомагнетни координати

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)$$

$$\sin \Lambda = \cos \varphi \frac{\sin(\lambda - \lambda_0)}{\cos \Phi} \quad (4.5)$$

каде што:

$\varphi$  и  $\lambda$  се географски координати на мерната точка;

$\varphi_0$  и  $\lambda_0$  се географски координати на геомагнетниот пол;

$\Phi$  и  $\Lambda$  се геомагнетни координати на мерната точка.

Во геофизичката литература често пати интензитетот на полето се изразува во гауси.

## 4.2. Геомагнетни карти

Врз основа на теренските мерења на елементите на геомагнетното поле се добиваат податоци за распределбата на магнетизацијата. За графичко претставување на карактерот на геомагнетното поле, се изработуваат различни карти, како по размер така и по елементите кои се претставени на нив и таквите карти со општо име се нарекуваат магнетни карти. Во општ случај, карактерот на распределбата на одреден елемент се претставува на картата со изолинии на дадениот елемент, а зависно од

тоа кој елемент или големина е прикажана на картата, таквата карта добива и посебно име и тоа:

а) карта на изодинами, се претставува со распределба на интензитетот на векторот на геомагнетното поле или неговите компоненти;

б) карта на изоклини, се претставува со вредности на инклинацијата на векторот на геомагнетното поле;

в) карта на изогони, се претставува со големини на аглиите на деклинација на геомагнетното поле.

Бидејќи елементите на геомагнетното поле се променливи и се менуваат во текот на времето, магнетните карти мора да се изработуваат така да се однесуваат на еден одреден временски момент. Вообичаено, картите се однесуваат на средина на некоја година, на пример  $0^h 0^m 1.$ јули 1955 година, и во тој случај се вели дека се однесува на епохата 1955. Во последно време се настојува, магнетните карти да се изработуваат за секоја петта епоха, т.е. 1955, 1960, 1965. итн.

Магнетните карти кои се изработуваат за целиот простор на Земјата се нарекуваат светски карти, но исто така се изработуваат и карти за помали територии, а посебно за териториите на секоја држава. За територијата на Македонија магнетните карти се изработени за епохата 1960. Магнетните карти за територијата на Европа заедно со коефициентите за сведување на саканата епоха (R. Block, 1956) може да се користат и за територијата на Македонија, а од голема корист може да бидат и податоците за нормалното геомагнетно поле на Бугарија за епохата 1960,0. (К. Костов и И. Б'чваров, 1969) кои даваат податоци за елементите на геомагнетното поле на источниот дел на Македонија.

**Карти на изодинами.** Вообичаено е да се изработуваат карти на изодинами на вертикалната и хоризонталната компонента на геомагнетното поле, иако денес се среќаваат и карти на интензитетот на векторот на геомагнетното поле. Во општ случај, геомагнетното поле на површината на Земјата може да се претстави како векторска сума на повеќе различни магнетни полиња:

$$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_a + \vec{T}_e + \delta\vec{T} \quad (4.6)$$

каде што е:

- $\vec{T}_0$  - поле на хомогено намагнетизирана Земја, кое може да се претстави и како поле на диполен магнет чие средиште се наоѓа во центарот на Земјата, па таквото поле се нарекува и диполно поле;
- $\vec{T}_m$  - поле предизвикано со нехомогености во подлабоките делови на Земјата, кое се нарекува и недиполно или поле на континентите;
- $\vec{T}_a$  - поле предизвикано со магнетизацијата на горните делови на Земјината кора, кое се нарекува аномално поле;
- $\vec{T}_e$  - поле кое е во тесна врска со надворешните феномени;
- $\delta\vec{T}$  - поле на варијации.

Главното магнетно поле  $T$  се нарекува векторската сума на диполното  $T_0$  и недиполното  $T_m$  поле:

$$\vec{T} = T_0 + T_m$$

Нормално магнетско поле  $T_n$  се нарекува векторскиот збир на диполното  $T_0$ , недиполното  $T_m$  и надворешното  $T_e$  поле:

$$\vec{T}_n = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_e$$

Бидејќи интензитетот на надворешното поле  $T_e$  е многу мал (изнесува само неколку гами, односно нанотесли  $[nT]$ ), во споредба со главното магнетно поле, тоа се занемарува и при разгледување на главното магнетно поле може да се смета дека станува збор за нормално магнетно поле.

Аномалното поле  $T_a$  може да се разгледува и како збир на две полиња:

$$\vec{T}_a = \vec{T}_a^r + \vec{T}_a^l$$

каде што е:

$\vec{T}_a^r$  - поле предизвикано со влијание на магнетични слоеви и средина во длабоките делови на Земјината кора, кое се манифестира на поголеми пространства и се нарекува поле на регионални аномалии;

$\vec{T}_a^l$  - поле предизвикано со постоење на магнетична средина (карпа, рудни наоѓалишта, и др.), која се наоѓа близу до Земјината површина и чие влијание се манифестира на релативно мали пространства, па се нарекува поле на локални аномалии.

Ако се занемари полето на варијација  $\delta T$ , а во прилог на она што е речено досега за нормалното магнетно поле  $T_n$ , тогаш мерната вредност на магнетното поле може да се смета како сума од нормалното  $T_n$  и аномалното  $T_a$  поле:

$$\vec{T} = \vec{T}_n + \vec{T}_a$$

Ако во одредени случаи треба, врз основа на магнетните мерења, да се одреди само локалната аномалија  $\vec{T}_a^l$ , тогаш под поимот нормално поле мора да се подразбере векторскиот збир на нормалното поле  $T_n$  и полето на регионалните аномалии  $\vec{T}_a^r$ . Од друга страна, ако треба да се одреди само недиполното поле  $T_m$ , тогаш под поимот нормално поле мора да се подразбира само диполно поле  $T_o$ . Според ова, под поимот нормално поле може да се подразбира поле со различни структури, зависно од тоа каков дел на аномалното поле треба да се издвои од мерените вредности на магнетното поле.

При користењето на мали размери, кај изработката на магнетните карти, се губи особеноста на карактерот на магнетното поле на мали пространства, па таквите карти, како што се на пример светските магнетни карти, може да се набљудуваат како слика на некоја средна распределба на елементите на магнетното поле на Земјата.

Карта на изодинамите на вертикалната компонента на земјиното магнетно поле за епохата 1995 е прикажана на сл. 4. 4. На картата лесно може да се види дека вредноста на интензитетот на вертикалната



компонента се менува од нула, во екваторијалниот појас, до  $+60\,000\text{ [nT]}$  на северната магнетна хемисфера, односно  $-70\,000\text{ [nT]}$  на јужната магнетна хемисфера. Промената на знакот на вертикалната компонента е условена од инклинацијата на магнетното поле која е позитивна на северната, а негативна на јужната магнетна хемисфера. На местата каде инклинацијата е нула, вертикалната компонента исто така е нула и линијата која ги спојува таквите места на Земјата може да се смета за пресек на магнетниот екватор со површината на Земјата.

На картата се гледа, главно, правилна промена на интензитетот на  $Z$ -компонентата, одејќи од магнетниот екватор кон север односно југ. Очигледно е постоењето на два позитивни екстрема од кој еден е на територијата на Северна Америка во доменот на северниот магнетен пол, додека другиот е на територијата на Русија, како постоење на голема континентална аномалија.

За да се добие претстава колкав дел од магнетното поле на Земјата може да се припише на влијанието на континенталните маси, ако нормалното поле одговара на магнетно поле на хомогено намагнетизирана сфера и тоа поле се одземе од магнетното поле на една епоха, се добива резидуално поле.

На сл.4. 5 е прикажано такво резидуално поле на  $T$ -компонентата за епохата 1995. и таквото поле одговара на полето  $T_m$  на континентите. Името на полето доаѓа од тоа што на картата јасно се уочуваат шест аномалии кои одговараат на положбите на континентите. Најинтензивна од тие аномалии е источно-азиската континентална аномалија чиј максимум е во пределот на географските координати  $\varphi = 45^\circ$ , и  $\lambda = 100^\circ$ , а за епохата 1950. изнесува  $Z=+27500\text{ [nT]}$ . Таа аномалија зазема простор на целиот азиски и дел од европскиот континент, а максималната вредност на вертикалната компонента изнесува 30% од нормалното поле за епохата 1955.

Картата на изоклини за епохата 1995 е прикажана на сл. 4. 6, а изолиниите кои ги спојуваат местата каде инклинацијата е нула ја делат Земјата на северна и јужна магнетна хемисфера. Вредностите на инклинацијата се менуваат од нула до  $+90^\circ$ , односно  $-90^\circ$ . Во тие точки хоризонталната компонента  $H$  е нула и векторот на магнетното поле е

нормален на хоризонталната рамнина. Тие места се нарекуваат магнетни полови на Земјата. На местата на магнетните полови магнетната игла слободно се движи во хоризонталната рамнина и може да се сопре во било кој правец, па според тоа и поимот за магнетен меридијан на половите нема своја смисла.

Положбата на половите се менува во текот на времето, а за епохата 1960. нивните координати биле:

Северен магнетен пол  $\varphi = 74,9^\circ$  и  $\lambda = -101,0^\circ$

Јужен магнетен пол  $\varphi = -67,1^\circ$  и  $\lambda = 142,7^\circ$

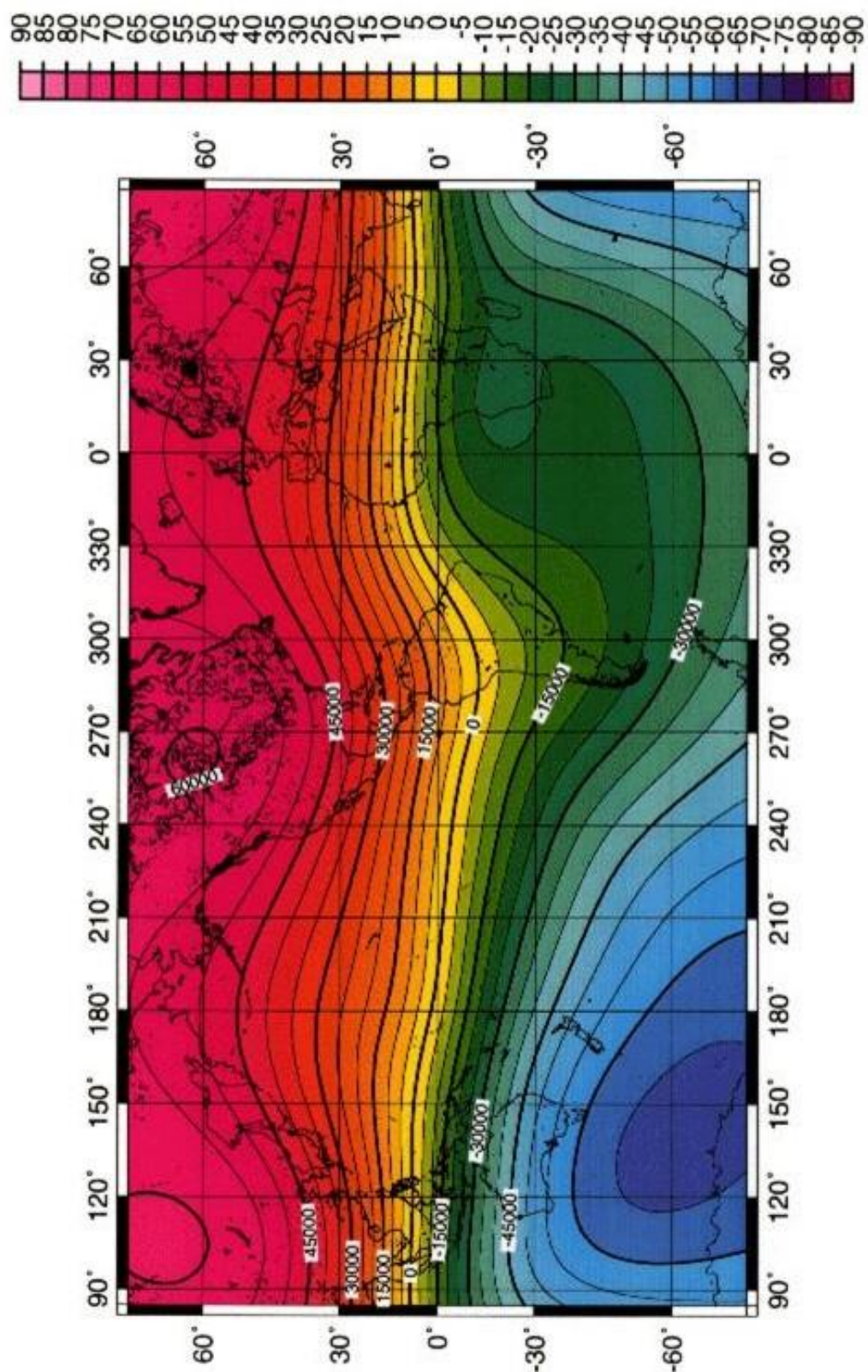
Картата на изогони е претставена на сл. 4. 7. Линијата која ги спојува точките на Земјата во која деклинацијата е нула се нарекува агона. Интересно е да се спомене дека за епохата 1950. агоната поминува преку територијата на Балканот, делејќи го на источен дел каде деклинациите се позитивни и не поголеми од неколку степенa, и западен дел каде деклинациите се негативни.

Многу лесно се забележува дека изогоните покажуваат извесна правилност со тоа што од една точка на југ (јужниот магнетен пол) одат до друга точка на север (северен магнетен пол), навестувајќи го изгледот на магнетските меридијани. Исклучок претставува источниот дел на азискиот континент на кој изогоните имаат затворен тек и со еден дел заокружуваат голем дел на просторот на кој деклинациите се негативни, иако тој простор се наоѓа на исток. На светската магнетна карта изогоните на тој простор оставаат впечаток на аномалија, што во суштина и е, на картата на Русија (А. А. Логачев и В. П. Захаров, 1973) и таквиот карактер на картата на изогоните претставуваат карта на нормалното поле.

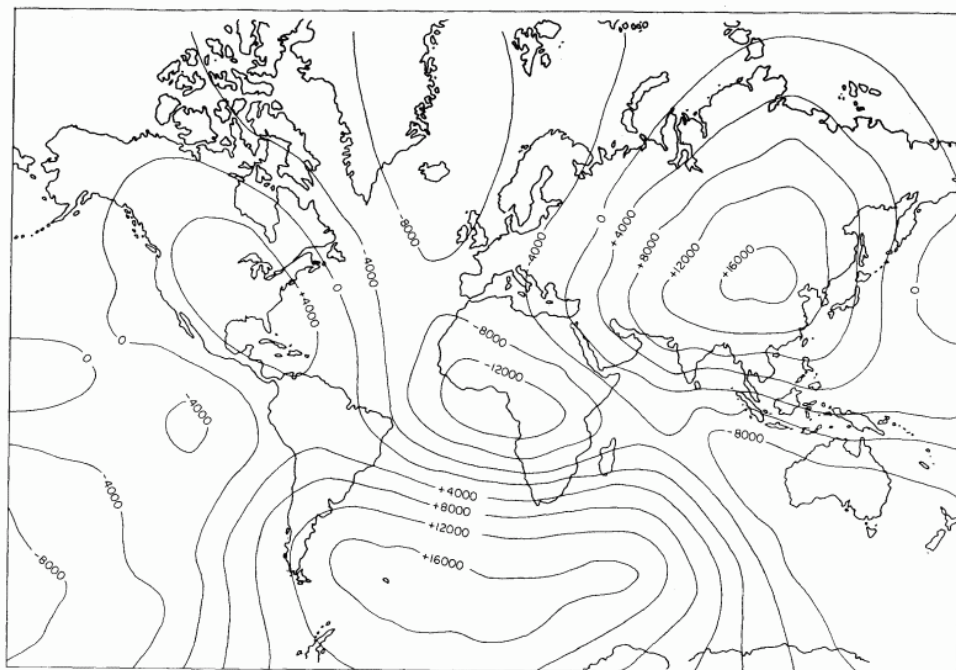
Од картата на изогоните се добива впечаток дека сите изогони се вкрстуваат на местата на магнетните полови. Меѓутоа, ако се изработат карти на просторот внатре во северниот или јужниот поларен круг и на нив се прикажат изолиниите со еднакви деклинации, ќе се забележи дека изогоните се вкрстуваат во две точки на север и југ. Тие две точки се положби на северните, односно јужните магнетни и географски полови. Во доменот на географскиот пол географскиот меридијан го менува правецот од  $0^\circ$  до  $360^\circ$ , додека магнетниот меридијан е само еден, па со било кој од

географските меридијани може да заклопи агол кој ќе дава деклинација од  $0^\circ$  до  $360^\circ$ . Во доменот на магнетниот пол случајот е обратен, па логично е изогоните да се вкрстуваат во четири точки, односно имаат четири пола: два на северната и два на јужната полутопка.

На сл. 4. 8 е прикажана карта на изодинами на хоризонталната компонента  $H$  на магнетното поле на Земјата за епохата 1995. На картата се гледа дека интензитетот на хоризонталната компонента постепено расте одејќи од половите кон магнетниот екватор и во доменот на екваторот достигнува своја максимална вредност. Изодинамите на хоризонталната компонента со поголеми вредности од  $0,30$  [Oe] се затвораат и на просторот на полуостровот Индокина хоризонталната компонента ја достигнува својата максимална вредност од околу  $0,4$  [Oe]. Појавата на максимумот на светската магнетна карта на изодинамите на хоризонталната компонента  $H$  е од големо значење за понатамошната интерпретација на магнетното поле на Земјата и неговото прикажување како поле на диполен магнет.

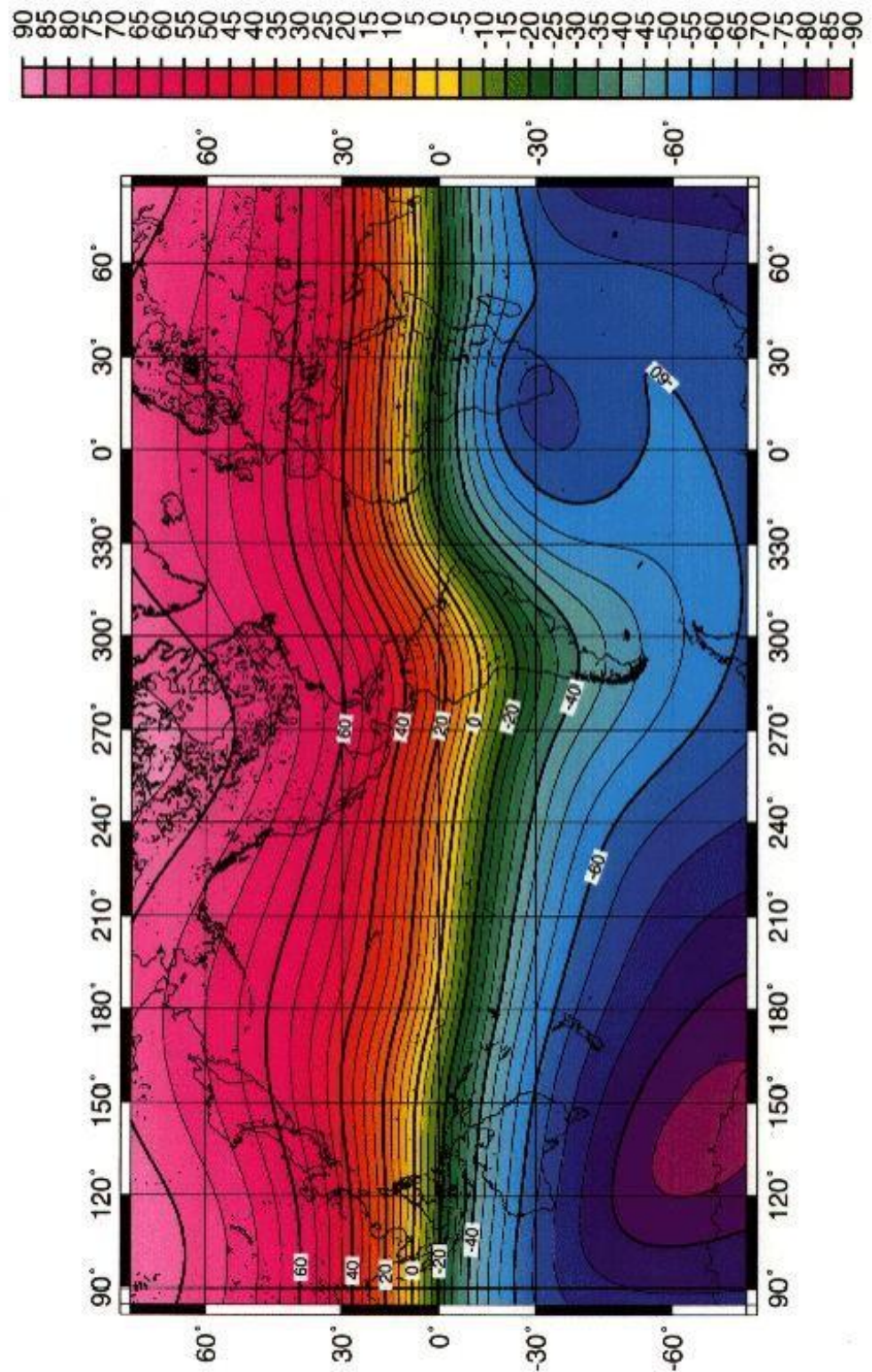


Сл. 4.4. Карта на вертикалната компонента Z за 1995

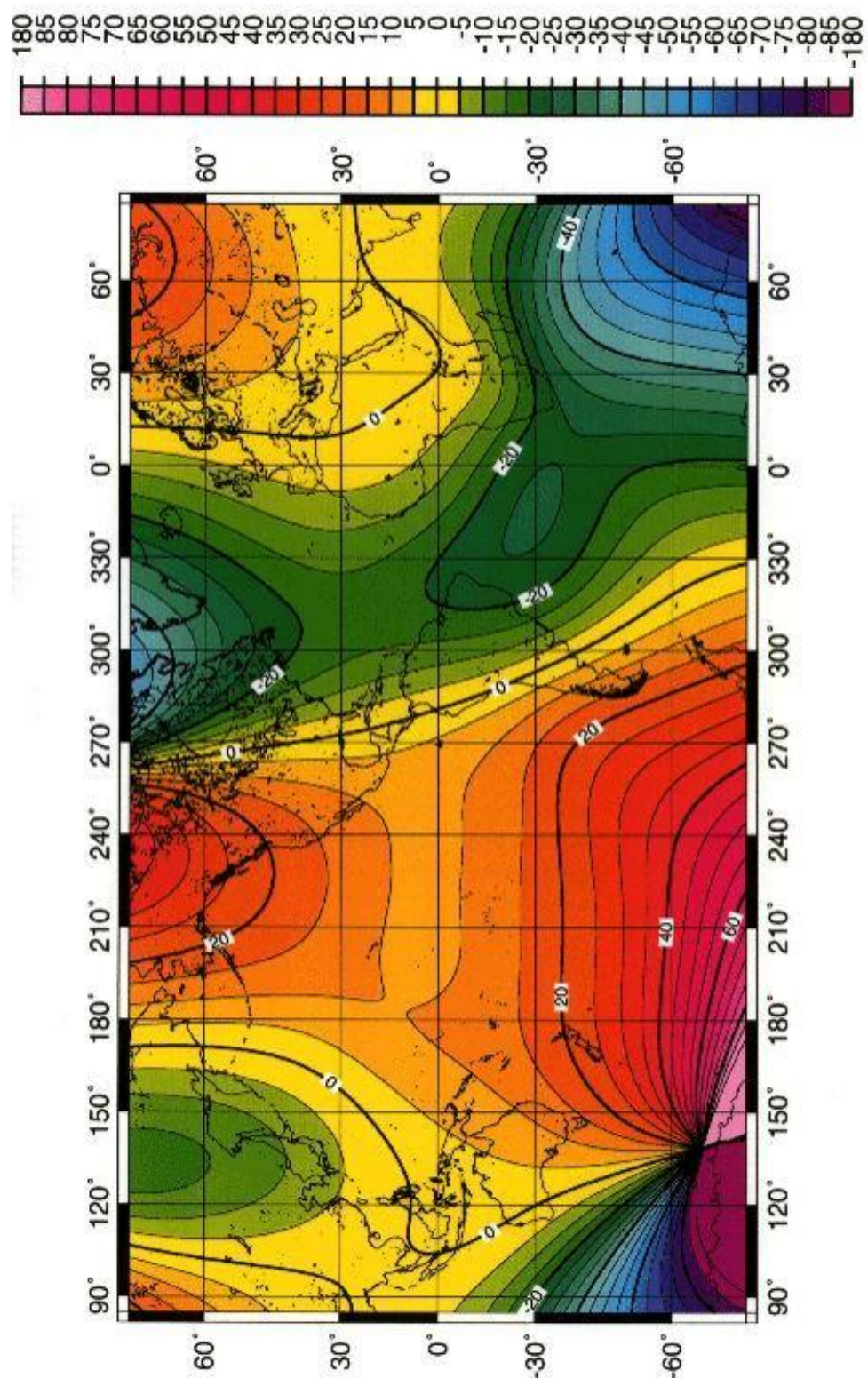


Сл. 4. 5. Недиполен дел на интензитетот на  
главното магнетно поле со контури на 4000 гами



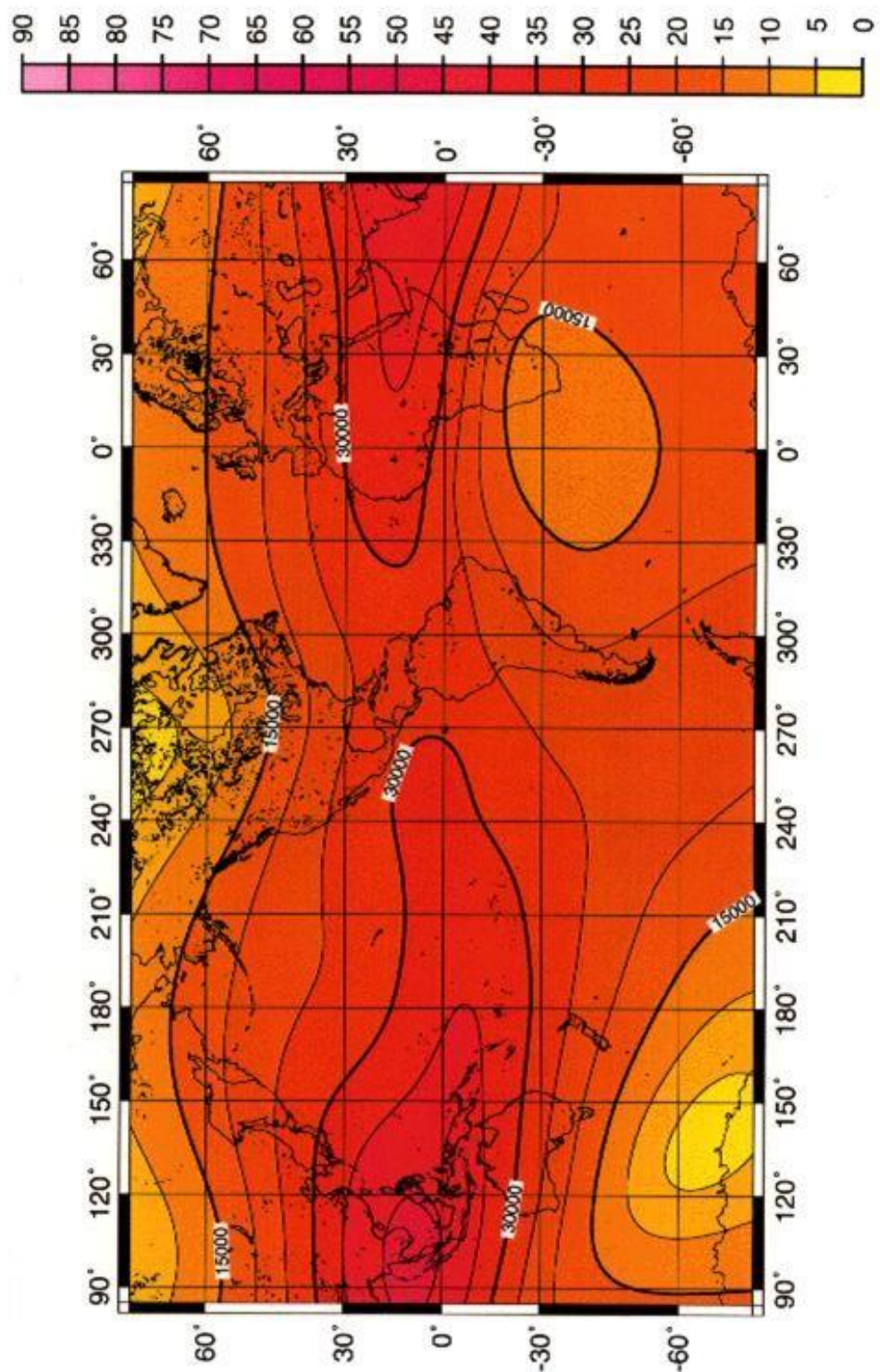


Сл. 4.6. Карта на инклинацијата I за 1995



Сл. 4.7. Карта на деклинацијата D за 1995





Сл. 4.8. Карта на хоризонталниот интензитет  $H$  за 1995



Магнетното поле на хомогено намагнетизирана сфера може да се апроксимира со права правилна четиристрана магнетна призма со магнетен момент  $M$  што го предизвикува во мерната точка  $P$ , тогаш магнетниот потенцијал во мерната точка е:

$$U = \frac{M}{r^2} \cos \theta \quad (4.7)$$

$M$  - магнетен момент;

$r$  - радиус - вектор на мерната точка  $P$  на површината на Земјата,

$\theta$  - агол што оската на магнетот  $ONm$  го зафаќа со радиус - векторот,  $r = OP$  на мерната точка.

Ако се претпостави дека сферата е хомогено намагнетизирана, тогаш магнетниот момент може да се изрази со:

$$M = V \cdot J = \frac{4}{3} R^3 \pi J \quad (4.8)$$

$R$  - радиус на сферата;

$J$  - магнетен момент на единица волумен.

Од познавањата на сферна тригонометрија:

$$\cos \theta = \sin \varphi \cdot \sin \varphi_m + \cos \varphi \cdot \cos (\lambda - \lambda_m)$$

$\varphi$  ;  $\lambda$  - географска ширина и должина на мерната точка  $P$ ,

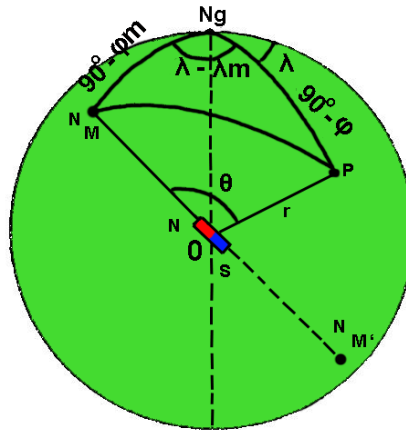
$\varphi_m$  ;  $\lambda_m$  - географска ширина и должина на северниот магнетен пол  $Nm$ .

Имајќи го предвид досега презентираното, потенцијалот може да се изрази со релацијата:

$$U = \frac{R^3}{r^2} \left[ g_l^0 \sin \varphi + (g_l^1 \cos \lambda + h_l^1 \sin \lambda) \cos \varphi \right]$$

$$g_l^0 = \frac{4}{3} \pi J \sin \varphi_m \quad (4.9)$$

$$h_1^I = \frac{4}{3} \pi J \cos \varphi_m \sin \lambda_m$$



Ако во точката на мерење  $P$  се постави правоаголен координатен систем, така што позитивната насока на  $Z$ -оската е вдоль радиус-векторот  $r$  кон центарот на Земајта, позитивната насока на  $X$ -оската е вдоль правецот  $PN$  (односно да лежи во рамнината на меридијанот на мерната точка), тогаш  $Y$ -оската е нормална на рамнината  $XOZ$  (лежи во рамнина паралелна на екваторот и е ориентирана на десно). Во тој случај изводите на потенцијалот на магнетното поле се:

$$\begin{aligned} X &= -\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \varphi} \\ Y &= -\frac{1}{r \cos \varphi} \frac{\partial U}{\partial \lambda} \\ Z &= -\frac{\partial U}{\partial r} \end{aligned} \quad (4.10)$$

57

се поклопуваат, тогаш и коефициентите  $g^1_1 = 0$  и  $h^1_1 = 0$ , па се добива дека:

$$\begin{aligned} X &= g^0_I \cos \varphi \\ Y &= 0 \\ Z &= 2g^0_I \sin \varphi \end{aligned} \quad (4.11)$$

каде што аголот  $\varphi$  истовремено претставува и агол на магнетната ширина. Бидејќи во овој случај од хоризонталните компоненти постои само северна X-компонента, таа компонента истовремено е и хоризонтална компонента на полето  $H$ , односно:

$$\begin{aligned} X = H &= \frac{M}{R^3} \cos \varphi \\ Y &= 0 \\ Z &= \frac{2M}{R^3} \sin \varphi \end{aligned} \quad (4.12)$$

Овие равенки одговараат на полето на диполен магнет чија оска се поклопува со оската на завртување на Земјата, па таквото поле се нарекува и поле на аксијален дипол. Очигледно е дека за полето на аксијалниот дипол деклинациите во сите точки на Земјата ќе бидат еднакви на нула, додека големината на аголот на инклинација  $I$  ќе биде одредена со релацијата:

$$\frac{Z}{H} = \operatorname{tg} I = 2 \operatorname{tg} \varphi \quad (4.13)$$

каде што аголот  $\varphi$  истовремено е и географска, а и магнетна ширина на мерната точка. Од изразот се гледа дека големината на аголот на инклинација расте со порастот на географската ширина на местото.

За интензитетот на тоталното поле  $T$ , кој е векторски збир на хоризонталната  $H$  и вертикалната  $Z$ -компонента, се добива изразот:

$$T = \frac{M}{R^3} (1 + 3 \sin^2 \varphi)^{\frac{1}{2}} \quad (4.14)$$

Врз основа на бројните анализи на податоците на мерењето на магнетното поле на Земјата магнетниот момент  $M$  на хипотетичкиот диполен магнет изнесува  $8,3 \cdot 10^{25} [CGSM]$  односно  $8,3 \cdot 10^{15} SI$  единици  $[T]$ .

Ако за територијата на Балканот како пример се земе некоја точка чија географска ширина е  $45^\circ S$ , тогаш вредностите за градиентот на магнетното поле за аксијален дипол ќе бидат:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z}{r \partial \varphi} &= \frac{Z}{r} \operatorname{ctg} \varphi = 6,36 \gamma / \text{km} \\ \frac{\partial X}{r \partial \varphi} &= \frac{H}{r} \operatorname{tg} \varphi = 3,52 \gamma / \text{km} \end{aligned} \quad (4.15)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial r} = -3 \frac{Z}{r} = -19,08 [nT / \text{km}]$$

$$\frac{\partial H}{\partial r} = -3 \frac{H}{r} = -10,56 [nT / \text{km}]$$

### 4.3. Гаусова метода на анализа на магнетното поле на Земјата

Во својата анализа на магнетното поле на Земјата, Гаус претпоставил дека причинителот на магнетното поле е во внатрешноста на Земјата и таквото поле мора да ја задоволува Лапласовата равенка и дека за него важи формулата:

$$\vec{T} = -\operatorname{grad} U \quad (4.16)$$

$T$  - магнетно поле

$U$ - потенцијал на магнетно поле.

Ако на секоја точка во внатрешноста на Земјата одговара соодветна магнетна маса  $dm$ , тогаш потенцијалот  $U$  на магнетното поле во било која точка  $P$  надвор од сферата е:

$$U = \int_V \frac{dm}{\rho} \quad (4.17)$$

каде интеграцијата се врши по волуменот (V) на целата сфера.

Ако претпоставиме дека елементарната магнетна маса  $dm$  што се наоѓа во точката М чии координати се  $r', \Theta', \lambda'$  (сл. 4.10) и дека точката Р е оддалечена од точката М така што  $\rho = \overline{MP}$  и радиус векторите на точките М и Р зафаќаат агол  $\gamma$ , тогаш е

$$U = \int_V \frac{dm}{(r^2 + r'^2 - 2rr' \cos \gamma)^{1/2}} \quad (4.18)$$

при што

$r$  - радиус вектор на точката Р;

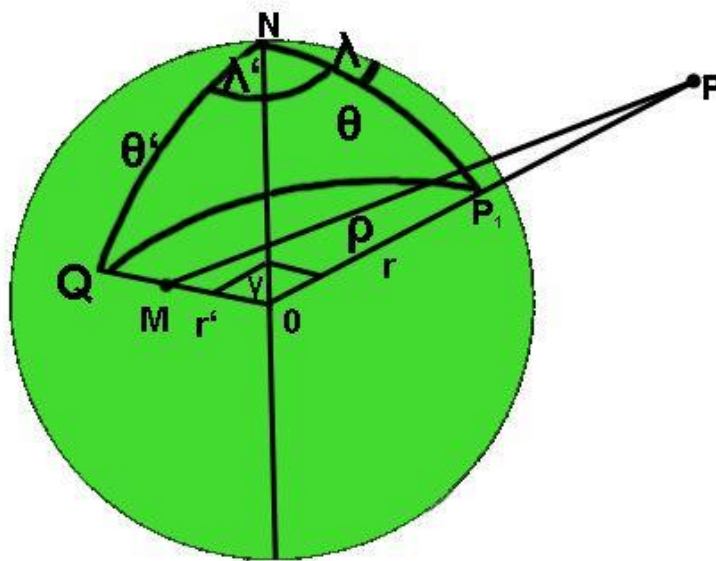
$r'$  - радиус вектор на точката М.

$\Theta', \lambda'$  - колатитуда и лонгитуда на точките Q и М;

$\Theta, \lambda$  - колатитуда и лонгитуда на точките Р<sub>1</sub> и Р.

Бидејќи  $r = \overline{OP} = \text{const.}$ , тогаш може да се извади пред интегралот, затоа што сите магнетни маси  $dm$  се наоѓаат во внатрешноста на сферата, секогаш е задоволен условот  $r < r'$ , тогаш изразот за подинтегралната функција може да се развие во ред користејќи го Њутновиот биномен израз:

$$\begin{aligned} \frac{1}{\rho} &= \frac{1}{r} \left[ 1 + \left( \frac{r'}{r} \right)^2 - 2 \left( \frac{r'}{r} \right) \cos \gamma \right]^{-\frac{1}{2}} = \\ &= \frac{1}{r} \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left[ \left( \frac{r'}{r} \right)^2 - 2 \left( \frac{r'}{r} \right) \cos \gamma \right] + \frac{3}{8} \left[ \left( \frac{r'}{r} \right)^2 - 2 \left( \frac{r'}{r} \right) \cos \gamma \right]^2 - \dots \right\} \end{aligned} \quad (4.19)$$



Сл. 4.10. Скица за Гаусовата метода на анализа на магнетното поле

Изразите кои во Њутновата формула се јавуваат како коефициенти на членовите  $\left(\frac{r'}{r}\right)^n$  се полиноми на Лежандр по аргументот  $\cos\gamma$ , при што изразот  $P_n(\cos\gamma)$  е некоја функција  $\cos\gamma$  на степен  $n$ . Својствата на тие функции се проучуваат во теоријата на сферните функции и овозможуваат да се пресметаат вредностите на полиномите од редот  $(n+1)$  кога се познати полиномите од  $n$  и  $(n-1)$  редот, односно

$$P_{n+1}(\cos\gamma) = \frac{2n+1}{n+1} \cos\gamma \cdot P_n(\cos\gamma) - \frac{n}{n+1} \cdot P_{n-1}(\cos\gamma) \quad (4.20)$$

Вредностите на првите два полинома се добиваат со развивање во ред по Њутновата биномна равенка и врз основа на равенката (4.20) нивните вредности се

$$P_0(\cos\gamma) = 1 \text{ и } P_1(\cos\gamma) = \cos\gamma$$

Со користење на равенката (4.20) лесно можат да се пресметаат и изразите

$$\begin{aligned} P_2(\cos \gamma) &= \frac{3}{2} \cos^2 \gamma - \frac{1}{2} \\ P_3(\cos \gamma) &= \frac{5}{2} \cos^3 \gamma - \frac{3}{2} \cos \gamma \\ P_4(\cos \gamma) &= \frac{35}{8} \cos^4 \gamma - \frac{15}{4} \cos^2 \gamma + \frac{3}{8} \text{ итн.} \end{aligned} \quad (4.21)$$

Според тоа изразот за потенцијалот (U) изразен со равенката (4.18) може да се напише во облик:

$$U = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \int_V \left( \frac{r'}{r} \right)^n P_n(\cos \gamma) dm \quad (4.22)$$

односно ако големината  $1/r^n$  ја извлечеме пред интегралот

$$U = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{A_n}{r^{n+1}} \quad (4.23)$$

каде е

$$A_n = \int_V r'^n P_n(\cos \gamma) dm \quad (4.24)$$

Изразот (4.23) за потенцијалот на магнетното поле може да се напише и како

$$U = \frac{A_0}{r} + \frac{A_1}{r^2} + \dots \quad (4.25)$$

Ако се задржиме само на првите два члена на бесконечниот конвергентен ред во кој се јавуваат изразите  $A_n$ . Во тој случај очигледно е дека

$$A_0 = \int_V dm = 0$$

што произлегува од биполарната природа на магнетизмот, додека изразот

$$A_I = \int_V r' \cos \gamma dm$$

претставува проекција на магнетниот момент (M) на сферата на оската, па според тоа изразот за потенцијалот (U) гласи

$$U = \frac{M}{r^2} \cos \varphi$$

што всушност е израз за потенцијал на магнетно поле на дипол.

Горната анализа би имала смисла ако можеме магнетното поле на Земјата да го сметаме како поле на краток дипол чиј центар е подеднакво оддалечен од сите точки на површината на Земјата. Но за поцелосна анализа мора да претпоставиме дека во Земјата постојат магнетизации кои се различно разместени, па треба да се одреди вредноста на изразот  $A_n$ . Поради тоа, големината на аголот кој меѓусебно го затвораат радиус векторите на точките M и P треба да се изрази преку сферните координати на тие точки, што врз основа на сл. 4.10 може да се напише како

$$\cos \gamma = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\lambda - \lambda')$$

Врз основа на теоремите кои се докажуваат при анализа на сферни функции, можеме да напишеме

$$P_n(\cos \gamma) = \sum_{m=0}^n \frac{(n-m)!}{(n+m)!} C_n P_n^m(\cos \theta) \cdot P_n^m(\cos \theta') \cos m(\lambda - \lambda') \quad (4.26)$$

каде е

$$C=1 \text{ кога } m=0 \text{ и } C=2 \text{ кога } m>0$$

$$P_n^m(\cos \theta) = \sin^m \theta \cdot \frac{d^m P_n(\cos \theta)}{d(\cos \theta)^m}$$

$$P_n^m(\cos \theta') = \sin^m \theta' \cdot \frac{d^m P_n(\cos \theta')}{d(\cos \theta')^m}$$

Функциите  $P_n^m(\cos \theta)$  се нарекуваат придружни функции на Лежандр и за вредности  $n=1,2,3$  и  $m=2,3$  ги имаат следните облици:



$$\begin{aligned}
P_1^1(\cos\theta) &= \sin\theta, & P_2^1(\cos\theta) &= 3\cos\theta\sin\theta, & P_2^2(\cos\theta) &= 3\sin^2\theta \\
P_3^1(\cos\theta) &= -\frac{15}{2}\sin^3\theta + 6\sin\theta, & P_3^2(\cos\theta) &= 15\cos^2\theta\sin\theta \\
P_3^3(\cos\theta) &= 15\cos^3\theta
\end{aligned}$$

Врз основа на претходните изрази се добива

$$A_n = \sum_{m=0}^n (a_n^m \cos m\lambda + b_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos\lambda) \quad (4.27)$$

каде е

$$\begin{aligned}
a_n^m &= \frac{(n-m)!}{(n+m)!} C_n \iiint r'^n P_n^m(\cos\theta') \cdot \cos m\lambda' dm \\
b_n^m &= \frac{(n-m)!}{(n+m)!} C_n \iiint r'^n P_n^m(\cos\theta') \cdot \sin m\lambda' dm
\end{aligned} \quad (4.28)$$

Ако изразот за  $A_n$  даден со равенката (4.27) го замениме во изразот за потенцијал на магнетно поле ќе добиеме

$$U = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{1}{r^{n+1}} (a_n^m \cos m\lambda + b_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos\theta) \quad (4.29)$$

Бидејќи за одредена сфера изразите  $a_n^m, b_n^m$  се константни величини, претпоставувајќи дека радиусот на избраната сфера е  $R$ , можеме да ги воведеме ознаките

$$\begin{aligned}
a_n^m &= R^{n+2} \cdot g_n^m \\
b_n^m &= R^{n+2} \cdot h_n^m
\end{aligned} \quad (4.30)$$

Со воведување на изразот (4.30) во изразот за потенцијал (4.29) се добива

$$U = R \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{R}{r} \right)^{n+1} \cdot \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos\theta) \quad (4.31)$$

а ако претпоставиме дека  $r=R$ , односно ако потенцијалот го набљудуваме на површината на самата сфера, тогаш се добива

$$U = R \cdot \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \cdot P_n^m(\cos \theta) \quad (4.32)$$

Врз основа на изразот (4.32) можеме да кажеме дека магнетскиот потенцијал на површината на сферата, кој е предизвикан од магнетните маси кои се распоредени во внатрешноста на самата сфера, се изразува како двојна сума од бесконечно многу членови, при што секој од тие членови претставува функција

$$\begin{aligned} P_n^m(\cos \theta) \cos m\lambda & \text{ од } \theta \text{ и } \lambda \\ P_n^m(\cos \theta) \sin m\lambda & \text{ од } \theta \text{ и } \lambda \end{aligned}$$

со константни коефициенти  $g_n^m, h_n^m$ , која се нарекува сферна функција. Поради тоа и Гаусовата метода често се нарекува метода на сферна хармониска анализа, бидејќи магнетното поле се претставува преку неговите хармоници.

Бројот на членовите  $g_n^m, h_n^m$  теориски може да биде бесконечен, но ако водиме сметка за тоа дека  $m$  никогаш не може да биде поголемо од  $n$  и дека во случај кога  $m=0$  сите членови од типот  $h$  стануваат еднакви на нула, тогаш очигледно е дека бројот на членови ( $N$ ) од типот  $g_n^m, h_n^m$  може да се изрази преку

$$N = n(n+2)$$

Според тоа, зависно од  $n$ , бројот на членови  $N$  може да биде, на пример

$$\begin{array}{cccccc} n = & 1 & 2 & 3 & 4 & 5 & 6 \\ N = & 3 & 8 & 15 & 24 & 35 & 48 \text{ итн.} \end{array}$$

За да ги најдеме и изразите за компонентите на магнетното поле на Земјата во избраните правци, треба да се изврши диференцирање на потенцијалот (U) даден со изразот (4.32) вдоль одредените правци. Ако извршиме диференцирање по оските на координатниот систем чија x-оска е ориентирана во рамнината на географскиот меридијан, z-оска во вертикален правец, а y-оската да е нормална на нив, тогаш ќе ги добиеме северната (X), вертикалната (Z) и источната (Y) компонента, а преку нив и сите други елементи на магнетното поле на Земјата. Изразите за X, Y и Z компонентите би биле

$$\begin{aligned}
 X &= -\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial U}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} \\
 Y &= -\frac{1}{r \sin \theta} \cdot \frac{\partial U}{\partial \lambda} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (mg_n^m \sin m\lambda - mh_n^m \cos m\lambda) \frac{P_n^m(\cos \theta)}{\sin \theta} \\
 Z &= -\frac{\partial U}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n [(n+1)g_n^m \cos m\lambda + (n+1)h_n^m \sin m\lambda] \cdot P_n^m(\cos \theta)
 \end{aligned} \tag{4.33}$$

Гаусовата метода на сферна хармониска анализа се состои во тоа што врз основа на вредностите на елементите на магнетното поле на Земјата или на одредена територија, се формираат соодветни равенки и со примена на Гаусовиот алгоритам да се одредат коефициентите од типот  $g_n^m$  и  $h_n^m$ . Колкав број на коефициенти ќе биде одреден зависи од изборот на бројот n. Гаус, во својата работа се ограничил на  $n=4$  и одредил 24 коефициенти користејќи ги податоците од мерењето на елементите на магнетното поле на Земјата на 12 точки. Благодарение на современите сметачки машини, денес овој проблем може лесно да се решава со користење на голем број точки и можат да се одредат коефициентите  $g_n^m$  и  $h_n^m$  и кога n е двоцифрен број, но физичкото значење на тие вредности не е лесно да се објасни.

Со решението на системот равенки (4.33), нормалното магнетно поле на една избрана територија може да се претстави со изразот

$$E(\Delta\varphi, \Delta\lambda) = a_1 + a_2\Delta\varphi + a_3\Delta\lambda + a_4\Delta\varphi^2 + a_5\Delta\lambda^2 + a_6\Delta\varphi\Delta\lambda$$

каде е

$E(\Delta\varphi, \Delta\lambda)$  - вредност на нормалното поле на точката чии географски координати се  $\varphi_1$  и  $\lambda_1$ ;

$\varphi_1$  и  $\lambda_1$  - географска ширина и должина на местото;

$\varphi_0$  и  $\lambda_0$  - географска ширина и должина на точката во однос на која се вршат мерењата;

$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_0$  - разлика на географските ширини во минути;

$\Delta\lambda = \lambda_1 - \lambda_0$  - разлика на географските должини во минути;

$a_i$  - коефициенти на соодветната разлика во  $\gamma$ /минута, односно минути/минути или гами и минути.

Вообичаено е разликите во географските ширини и должини да се пресметуваат во однос на координатите на геомагнетската опсерваторија која се наоѓа на територијата за која се пресметуваат коефициентите  $a_i$  за нормалното поле.

За територијата на Р. Македонија, коефициентите  $a_i$  не се објавени, но можат да се користат равенките за нормалното поле на Р. Бугарија за епохата 1960,0.

Нормалното поле на територијата на Р. Бугарија (К. Костов и И. Б'чваров, 1969) е пресметано врз основа на податоците од мерењата на апсолутните вредности на интензитетот на хоризонталната (H) компонента, деклинацијата (D) и инклинацијата (I), кои се извршени во периодот од 1959 до 1961 година на вкупно 342 точки. Средната вредност на растојанието меѓу точките изнесувала околу 18 km. Равенките на нормалното поле се пресметувани во однос на точката со географски координати: ширина  $41^\circ$ , должина  $22^\circ$  источно. Коефициентите се изразени во гами по минута, односно минути на деклинација и инклинација по минута разлика, не сметајќи ги коефициентите  $a_i$  кои се изразени само во гами, односно минути.

При пресметувањето на коефициентите  $a_i$  се применети различни критериуми на изоставање на точки на кои мерената вредност многу отстапува од нормалната вредност.

Со оглед на усвоените критериуми при пресметувањето на нормалното поле, авторите од пресметките ги отстраниле сите оние точки кои ги сметале за аномални, а тоа се сите оние точки на кои вредностите на интензитетот на хоризонталната (H), вертикалната (Z) или компонентата на тоталното (T) поле отстапувала за повеќе од 80 гами од нормалната, односно ако аголот на деклинација и инклинација отстапувал за повеќе од 8 лачни минути. Со такви критериуми, од пресметките на соодветните коефициенти е изоставено:

	Елементи на магнетното поле				
	H	Z	T	D	I
<b>Број на изоставени точки</b>	70	110	88	90	38
<b>Процент во однос на сите точки</b>	20.5	32.2	25.8	26.3	11.1

Бидејќи густината на мрежата на точки на кои е вршено мерење е многу голема, а геолошката градба на територијата за која се пресметувани нормалните равенки е сложена со големо учество на силно магнетични карпи, изоставањето на 20 - 30 % од точките е очекувано. Според усвоените критериуми, пресметаните коефициенти  $a_i$  за секој елемент на магнетното поле ги има вредностите дадени во Табела 4. 1.

Табела 4. 1

Елемент	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
<b>H</b>	+24312,70	-6,7716	+0,9491	-0,009034	-0,0004253	-0,003694
<b>Z</b>	+37955,9	+12,886	+3,1374	+0,000006	-0,001400	-0,004955
<b>T</b>	+45047,09	+7,693	+3,1407	-0,004336	-0,001168	-0,000208
<b>D</b>	+55,695	+0,02439	+0,19713	+0,0004648	+0,00010573	+0,0000139
<b>I</b>	+3442,017	+0,96703	+0,05556	+0,0004514	-0,00000556	-0,00000192

Физичкото значење на коефициентите  $g_l^0, g_l^1, h_l^1$  лесно може да се објасни, бидејќи како што веќе видовме, магнетниот момент (M) на Земјата може да се изрази како

$$M = R^3 \left[ (g_l^0)^2 + (g_l^1)^2 + (h_l^1)^2 \right]^{1/2} \quad (4.34)$$

па во согласност со изразите

$$\begin{aligned} a_l^0 &= M \cos \theta_0 \\ b_l^1 &= M \sin \theta_0 \sin \lambda_0 \\ a_l^1 &= M \sin \theta_0 \cos \lambda_0 \end{aligned} \quad 2.20$$

произлегува дека првиот член на редот претставува потенцијал на магнетно поле предизвикано од хомогено намагнетизирана сфера, чиј магнетен момент е еднаков на средниот момент ако магнетизацијата е нехомогена. Исто така, може да се докаже дека секоја од сферните функции, која се јавува во редот при примена на Гаусовата метода на сферна хармониска анализа, претставува потенцијал на магнетно поле на *мултипол* кој има одредена ориентација во просторот. Ако се задржиме само на првите три члена на редот, тогаш може да се забележи дека еден од нив одговара на магнет чија оска се поклопува со оската на вртење на Земјата (аксијален дипол), додека другите два одговараат на диполи кои меѓусебно нормално лежат во рамнината на екваторот.

Големината на коефициентите  $g_n^m$  и  $h_n^m$  се пресметани за разни епохи и некои од вредностите се дадени во Табела 4. 2.

Табела 4. 2

		Вредности на коефициентите $g_n^m$ и $h_n^m$ (во единици $10^{-4}$ Ое)							
Автор	Епоха	$g_0^1$	$g_1^1$	$h_1^1$	$g_2^0$	$g_2^1$	$g_2^2$	$h_2^1$	$h_2^2$
Ц. Ф. Гаус	1835	-3235	-311	624	51,4	292	-2,0	12,2	146

Е. Вестин и др.	1945	-3057	-190	577	-127	297	163	-165	62
Г. Фансело	1955	-3067	-216	577	-128	296	155	-167	58
Д. Барачо и др.	1975	-3010	-202	568	-191	301	163	-206	58

Врз основа на вредностите на коефициентите  $g_n^m$  и  $h_n^m$  многу автори ја одредиле вредноста на магнетниот момент (M) на хипотетички магнет чиј центар би бил во центарот на Земјата. Вредноста на така одредениот магнетен момент варира од  $8,12 \cdot 10^{25}$  до  $8,20 \cdot 10^{25}$  единици во CGSM системот. Оската на таков хипотетички магнет, кој се нарекува *центричен наведнат дипол*, поминува низ површината на Земјата во точки кои се наречени *геомагнетски полови*. Географските координати на северниот пол можат да се пресметаат со помош на релациите

$$\operatorname{tg} \lambda_0 = \frac{h_1^I}{g_1^I}$$

$$\operatorname{tg} \varphi_0 = \frac{g_1^O}{\sqrt{(h_1^I)^2 + (g_1^I)^2}}$$

Врз основа на бројни анализи е одредено дека оската на наведнат дипол затвора агол од околу  $11,5^\circ$  со оската на вртење на Земјата, а географската должина на северниот пол на наведнат центричен дипол е околу  $68,7^\circ$  Z.

#### 4.4. Варијации на магнетното поле на Земјата

Земјината магнетосфера (види визуелизации) се простира околу Земјата како деформиран торус, а нејзиниот крај достигнува до самата Месечина. На таа оддалеченост интензитетот на магнетното поле на Земјата е од редот на [nT]. Под влијание на Сончевиот ветер, плазмата која ја емитира Сонцето, магнетосферата ја менува својата форма зависно од тоа која страна од Земјата е завртена кон Сонцето. Интеракцијата Земја-Сонце ја условува промената на магнетното поле на Земјата. Општо

познати појави се магнетните бури, кои настапуваат кога активноста на Сонцето е најинтензивна и кога на Сонцето се појавуваат Сончеви дамки, односно зони во кои доаѓа до силни нуклеарни реакции, кои се манифестираат со силни ерупции во хемисферата на Сонцето. Во текот на ротацијата на Земјата околу својата оска и нејзината патека вдоль еклиптиката, се менува и нејзината положба и оддалеченост во однос на Сонцето, па сето тоа доведува и до промена на интензитетот на магнетното поле. Периодите на тие промени се движат во времетраење од  $[ms]$  до денови, а интензитетите од делови на  $[nT]$  до повеќе илјади  $[nT]$ .

Бидејќи причината за појава на магнетното поле на Земјата во нејзината внатрешна градба е врзана за процесите кои се одигруваат во нејзиното јадро, а се условени од ротацијата на Земјата околу сопствената оска, таквите процеси условуваат и промена на магнетното поле. Најзначајна од тие промени е феноменот на промена на поларитетот на магнетното поле на Земјата, а после тоа доаѓаат промените со многу краток временски период. Промената на елементите на магнетното поле на Земјата кои се случуваат во текот на една година се нарекуваат секуларни промени или секуларни варијации. Промената на интензитетот на елементите на магнетното поле се изразуваат во  $[nT/година]$ , а промената на инклинацијата и деклинацијата се изразува во  $[минути на година]$ .

Со проучувањето на варијациите на магнетното поле на Земјата, се проучува и градбата на Земјата и активностите на процесите во нејзината внатрешност. Тие промени условуваат и електромагнетна индукција и имаат реперкусии на електрично поле во внатрешноста на Земјата.